

CORPORACIÓN DE DESARROLLO E INVESTIGACIÓN GEOLÓGICO-MINERO-METALÚRGICA



MINISTERIO DE ENERGÍA Y MINAS





DEPARTMENT FOR INTERNATIONAL DEVELOPMENT



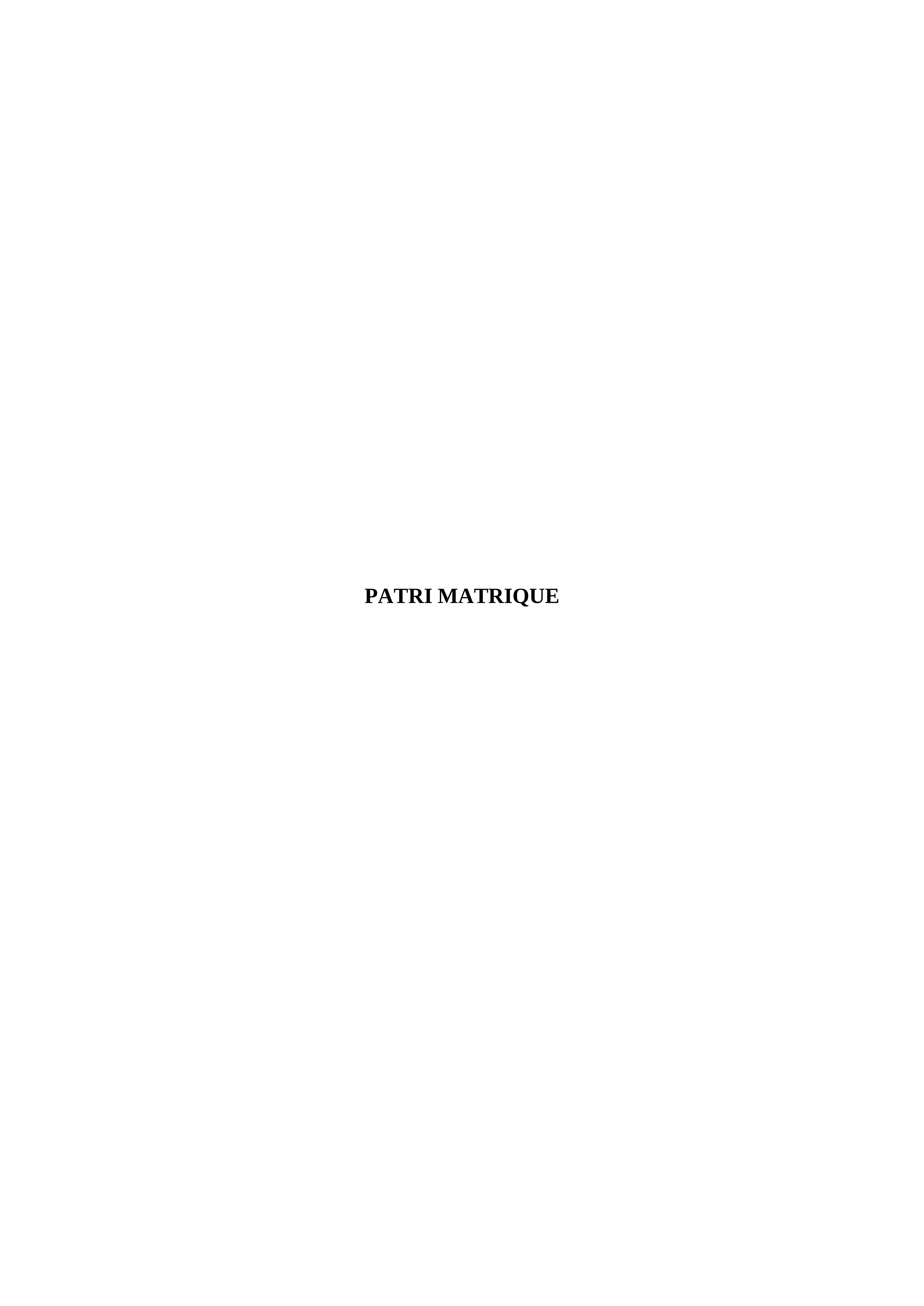
BRITISH GEOLOGICAL SURVEY

INFORME No. 10

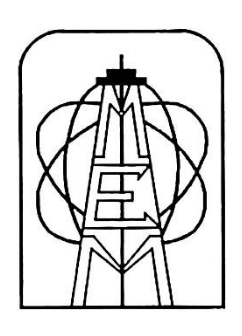
MAPA PARCIAL DE LA REPÚBLICA DEL ECUADOR

PROYECTO DE DESARROLLO MINERO Y CONTROL AMBIENTAL DEL BANCO MUNDIAL

PROGRAMA DE INFORMACIÓN Y CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA (CORDILLERA OCCIDENTAL)



PATRI MATRIQUE





PROYECTO DE DESARROLLO MINERO Y CONTROL AMBIENTAL

PROGRAMA DE INFORMACIÓN Y CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

Informe Número 10

GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL DEL ECUADOR

ENTRE 0°00’ Y 1°00’N

Martin Boland

Luis Pilatasig

Elías Ibadango

William McCourt

John Aspden

Richard Hughes

Bernardo Beate

CODIGEM-BRITISH GEOLOGICAL SURVEY

Quito-Ecuador

2000

Traducción al español por

Stalyn Paucar

2024

Referencia

Boland, M., Pilatasig, L., Ibadango, E., McCourt, W., Aspden, J., Hughes, R., & Beate, B. (2000). *Geología de la Cordillera Occidental del Ecuador entre 0°00' y 1°00'N* (Stalyn Paucar, Ed. y Trad., 2024). Informe Número 10. Programa de Información y Cartografía Geológica. BGS-CODIGEM/MEM.

CONTENIDO

FIGURAS

LÁMINAS

ANEXOS

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Antecedentes

Este informe describe los hallazgos del proyecto de cartografía geológica de reconocimiento llevado a cabo entre 0° y 1°N como parte del Programa de Información y Cartografía Geológica (GIMP) de la Cordillera Occidental de Ecuador (Figura 1), subcomponente 3.3 del Proyecto de Asistencia Técnica para el Desarrollo Minero y el Control Ambiental (PRODEMINCA). Este proyecto multinacional, cofinanciado por el Banco Mundial, los Gobiernos de Ecuador, Suecia y el Reino Unido (Departamento para el Desarrollo Internacional), tiene como uno de sus objetivos principales la producción de una base de datos geológica precisa y coherente para la Cordillera Occidental. Las investigaciones geológicas fueron realizadas conjuntamente por geólogos del British Geological Survey (BGS), la Corporación de Desarrollo e Investigación Geológico-Minero-Metalúrgica (CODIGEM) y consultores nacionales de PRODEMINCA.

El trabajo de campo se llevó a cabo entre septiembre de 1995 y diciembre de 1999 sobre un área de aproximadamente 12,000 km^2, con altitudes que varían desde menos de 200 m hasta más de 5200 m sobre el nivel del mar. La cartografía fue realizada por siete geólogos: Drs. M. P. Boland, W. J. McCourt, J. A. Aspden y R. A. Hughes del British Geological Survey, Ing. L. F. Pilatasig de CODIGEM y los Ings. C. E. Ibadango y B. Beate de PRODEMINCA. El trabajo del Ing. B. Beate se centró principalmente en los volcanes cuaternarios que afloran en la parte oriental del área del mapa, y este trabajo se describe por separado en el Anexo 1.

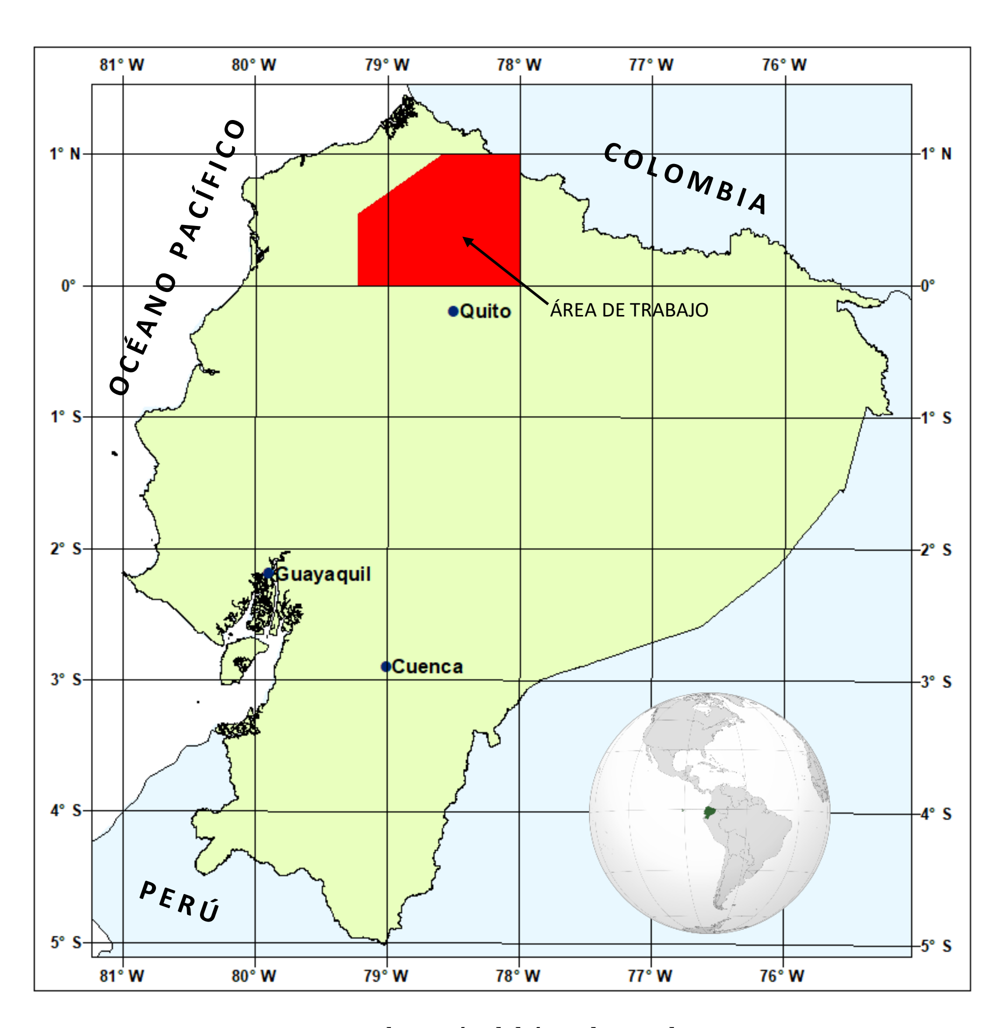


Figura 1. Ubicación del área de estudio

1.2 Marco geológico del Ecuador

Geográfica y geomorfológicamente, Ecuador está dividido en tres unidades principales: una región andina central, la “Sierra”, que separa la Cuenca Amazónica u “Oriente” al este, de la Llanura Costera o “Costa” al oeste. El Oriente es una extensa cuenca sedimentaria, que incluye una secuencia de carbonatos de plataforma, sobre un basamento cratónico más antiguo que, en conjunto, ha sido intruido por grandes batolitos graníticos principalmente a lo largo de la zona, estructuralmente compleja, subandina de plegamiento y cabalgamiento que separa el Oriente de la Sierra. La Sierra Andina comprende dos cadenas montañosas separadas por un graben central. La Cordillera Real al este está dominada por cinturones lineales de rocas metamórficas, intruidas por granitoides de tipo S e I del Mesozoico Temprano, cubiertas a lo largo de gran parte de su longitud por volcanes cenozoicos. La Cordillera Occidental al oeste del graben está dominada por rocas volcaniclásticas y volcánicas basálticas del Mesozoico Tardío al Cenozoico Temprano, que representan al menos en parte terrenos oceánicos acrecionados y turbiditas clásticas. Estas secuencias están intruidas por granitoides del Terciario Medio-Tardío y superpuestas por volcánicos post-Eocénicos de margen continental, principalmente ácidos a intermedios y calco-alcalinos. El Valle Interandino o graben central es una importante estructura extensional limitada en gran parte de su longitud por fallas activas y comprende extensas secuencias sedimentarias y volcánicas del Terciario al Reciente. La Costa abarca toda la región al oeste de los Andes y representa una cuenca, o una serie de cuencas, de antearco del Cretácico Tardío al Cenozoico subyacida por corteza oceánica básica expuesta localmente en las colinas de la Cordillera Costera.

1.3 Estudios geológicos anteriores

Wolf (1892) realizó el primer mapa y síntesis geológica/geográfica integral de Ecuador, que siguió siendo la obra de referencia estándar hasta los trabajos de Sauer (1957, 1965), que incluyeron y complementaron el trabajo anterior de Tschopp (1948, 1953) basado principalmente en estudios confidenciales de las cuencas sedimentarias del Ecuador para la industria petrolera. Estudios sistemáticos adicionales de las cuencas sedimentarias, que fueron llevados a cabo por el Instituto Francés del Petróleo (IFP, por ejemplo, Faucher et al., 1968), condujeron a la publicación de un mapa geológico nacional a escala 1:1000000 en 1969 (Servicio Nacional de Geología y Minas) y la primera síntesis geodinámica por Faucher y Savoyat (1973). Durante el período 1968-1980, la cartografía sistemática por geólogos de la Dirección General de Geología y Minas (DGGM) y el Institute of Geological Sciences (IGS), ahora el British Geological Survey (BGS), bajo un Proyecto de Cooperación Técnica bilateral entre los Gobiernos de Ecuador y el Reino Unido, resultó en la publicación de varios mapas geológicos regionales a escala 1:100000 y un nuevo mapa nacional a escala 1:1000000 con su boletín explicativo (Baldock y Longo, 1982; Baldock, 1982). Otras publicaciones relacionadas a la geología y estratigrafía de Ecuador son las de Kennerley (1980), Bristow y Hoffstetter (1977), Bristow (1981) y Henderson (1977, 1979). Otros estudios regionales, aunque más especializados, incluyen: Sigal (1968), Goossens (1972), Goossens y Rose (1973), Feininger (1977, 1978) y DGGM (1980).

Un segundo proyecto de cooperación técnica entre BGS-DGGM/INEMIN/CODIGEM, llevado a cabo entre 1986 y 1993, se concentró en la Cordillera Real y produjo informes detallados y mapas sobre la geología y el potencial mineral del basamento metamórfico (Litherland et al., 1994; Aspden et al., 1995; BGS-CODIGEM, 1994a, b) además de un nuevo mapa geológico nacional a escala 1:1000000 y un mapa tectono-metalogénico acompañante a la misma escala (Litherland et al., 1993a, b). Los últimos autores incorporaron datos de numerosas fuentes en su Mapa Geológico Nacional de Ecuador, incluyendo tesis universitarias, informes de misiones internacionales a Ecuador (Misión Belga, Misión Francesa, Misión Japonesa) y estudios de instituciones gubernamentales como INEMIN/CODIGEM e INECEL.

1.4 Accesibilidad y clima

El acceso a la zona es variable, con la densidad de carreteras generalmente disminuyendo hacia el oeste. Dos carreteras principales cruzan la Cordillera: la carretera Calacalí-San Miguel de Los Bancos en el sur de la zona y la carretera Ibarra-San Lorenzo en el norte. Existen buenos afloramientos en estas carreteras, así como en otras, por ejemplo, Otavalo-Selva Alegre, Tulcán-Maldonado y el alrededor de Pacto (Figura 2). En las partes más occidentales del área del mapa, se accedió a los puntos de partida de las travesías mediante canoa a lo largo de los ríos Cayapas, Santiago y Canandé, mientras que el acceso a la zona al oeste de la Cordillera Toisán fue por helicóptero. Se llevaron a cabo recorridos de hasta 25 días de duración por hasta 3 equipos geológicos de campo trabajando independientemente para lograr la máxima cobertura.

Están disponibles mapas base topográficos a escala 1:50000 para el 50% del área y de los 8 mapas completos o parciales a escala 1:100000 requeridos, solo existían 3 mapas publicados (Otavalo, Ibarra y Rosa Zarate). Para aquellas áreas en las cuales no existían mapas topográficos publicados, se produjo, a partir de fotografías aéreas e imágenes satelitales, mapas base a escala 1:50000 mostrando los principales ríos (Figura 3).

El clima es muy variable en la zona, generalmente es posible trabajar en los meses de verano desde (finales de) mayo hasta diciembre, particularmente en el alto páramo y al oeste de la Cordillera Toisán.

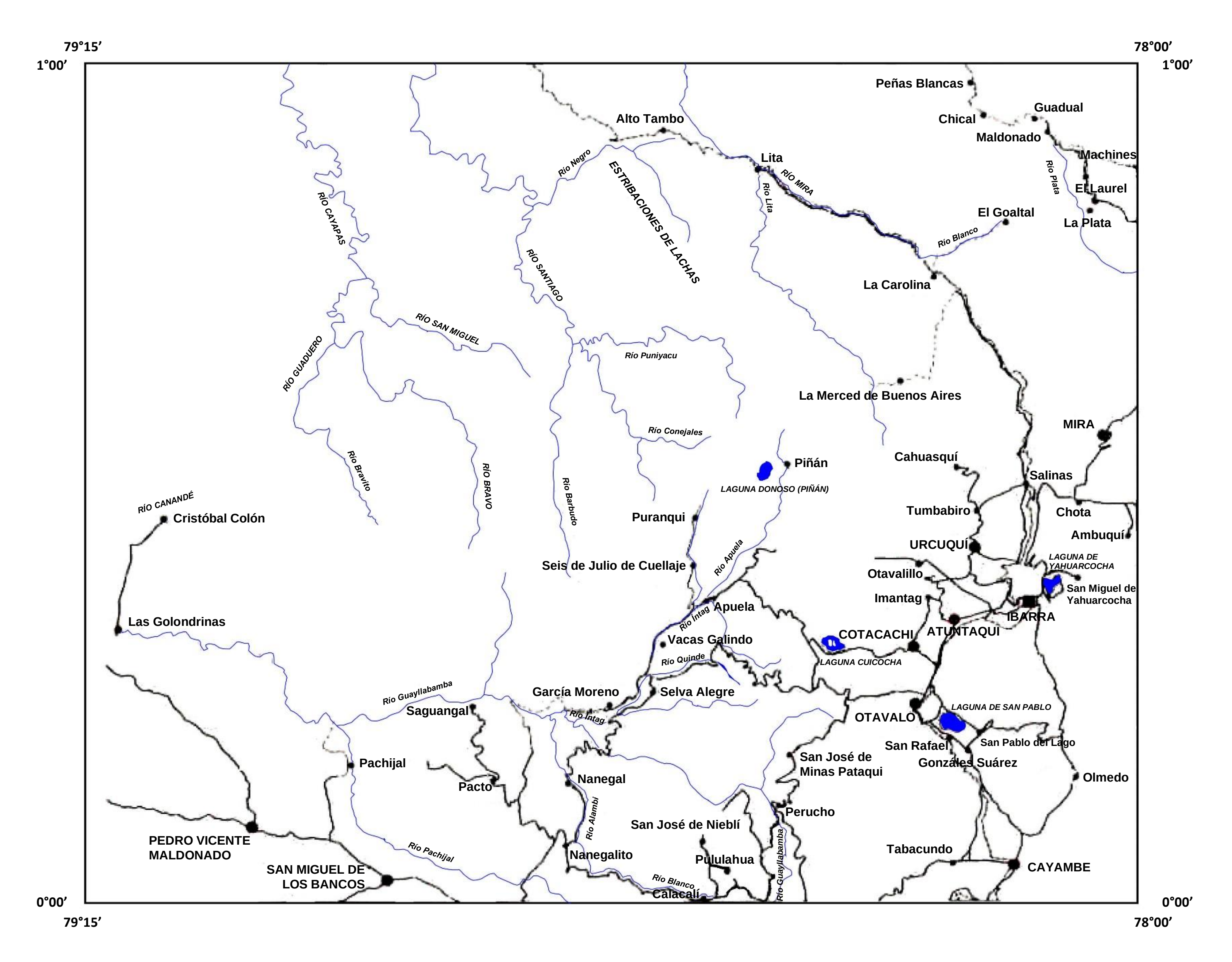


Figura 2. Mapa mostrando los principales poblados, vías y ríos del área mapeada entre 0°-1°N

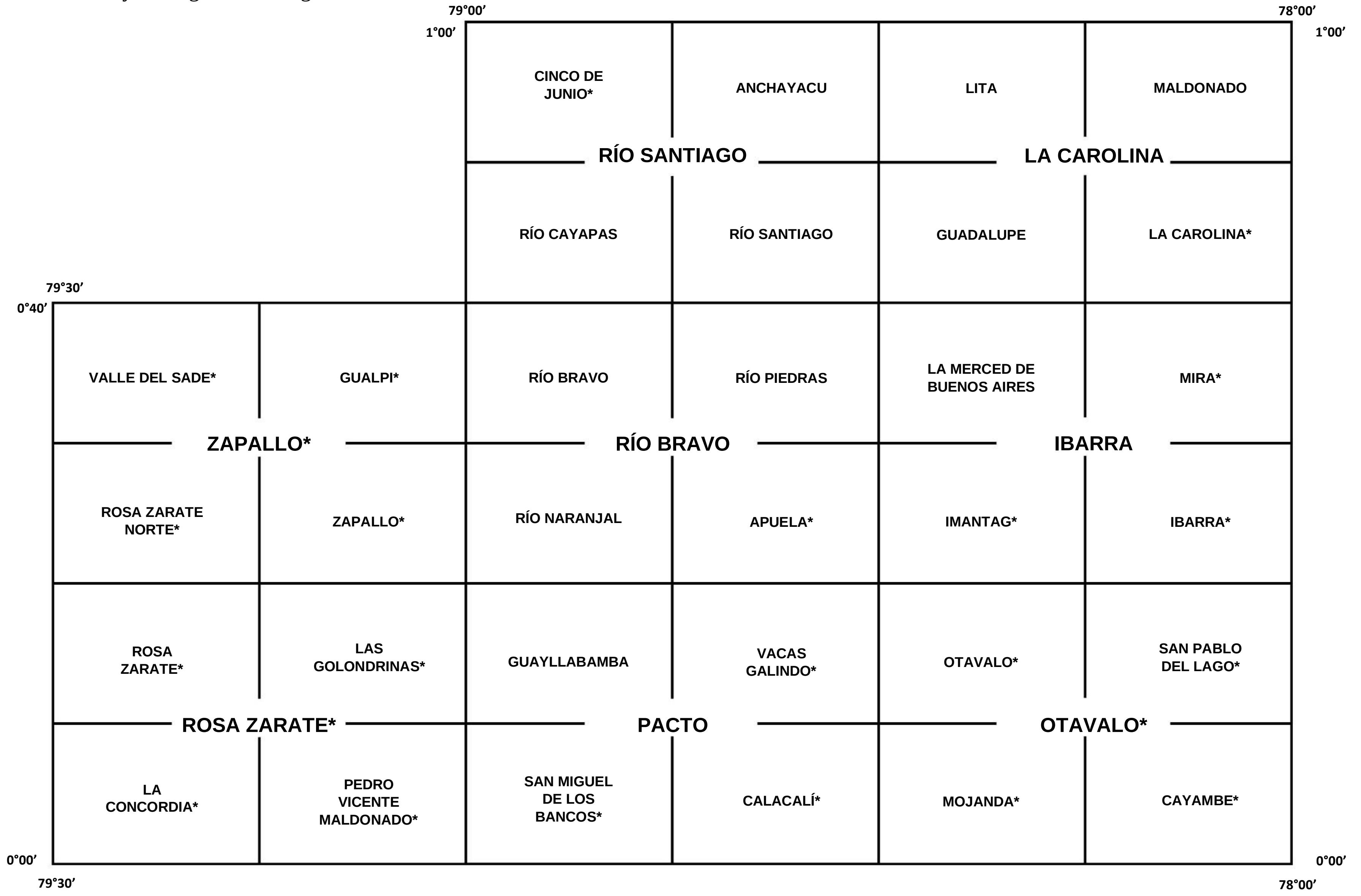


Figura 3. Mapas topográficos a escala 1:50000 y 1:100000 usados en el presente estudio. Los mapas marcados con un asterisco fueron publicados por el IGM, mientras que aquellos sin el asterisco fueron producidos por la Misión Británica a partir de imágenes Landsat y fotografías aéreas

2. GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL DEL ECUADOR

2.1 Marco tectónico

Los Andes forman una cadena montañosa morfológicamente continua de más de 7000 km de longitud, ubicada a lo largo del margen activo del Pacífico en América del Sur, y delimitada al oeste por una profunda fosa oceánica que se extiende ininterrumpidamente desde la Patagonia hasta Colombia. La parte ecuatoriana de este margen se caracteriza hoy en día por la subducción esencialmente ortogonal de la Placa de Nazca bajo el continente sudamericano. En detalle, la corteza oceánica joven (<20 Ma) producida por el centro de expansión Nazca-Cocos en la Zona del Rift Galápagos está siendo subducida en la fosa ecuatoriana a un ángulo de 25°-35° (Rea y Malfait, 1974; Lonsdale, 1978). La Cordillera de los Andes puede dividirse convenientemente en tres segmentos: los Andes del Sur, Centro y Norte (Gansser, 1973; Sillitoe, 1974). La Cordillera Occidental de Ecuador forma parte del segmento de los Andes del Norte, caracterizado por la presencia de terrenos alóctonos, incluyendo fragmentos ofiolíticos/oceánicos (Feininger y Bristow, 1980; McCourt et al., 1984; Megard y Lebrat, 1987) que han sido acrecionados al margen de América del Sur desde el Cretácico Medio (Egüez, 1986; Van Thournout, 1991).

2.2 Resumen de la estratigrafía

Desde los primeros estudios de Wolf (1892) se ha reconocido que la geología de la Cordillera Occidental y de la Cordillera Costera, más al occidente, se caracteriza por "rocas porfídicas y rocas verdes". Tschopp (1948) fue el primero en asignar nombres estratigráficos formales a estas secuencias con la introducción del término "Formación Piñón" para las secuencias volcánicas básicas de la Costa, pero conservando el término descriptivo de Wolf para los volcánicos básicos de la Sierra. Sauer (1965) siguió a Tschopp en el uso del nombre Formación Piñón para las rocas básicas de la Costa, y restauró el término Formación Cayo (cf. Olsson, 1942), para la secuencia volcánica-sedimentaria marina suprayacente del Cretácico Tardío, mientras que para las rocas básicas de la Cordillera utilizó el término "Formación Diabásica-Porfirítica". Sauer reintrodujo el término Formación Yunguilla, originalmente utilizado por Thalmann (1946), para una secuencia de sedimentos marinos principalmente del Maastrichtiano del área Quito-Nono-Nanegal de la Cordillera Occidental. El mapeo sistemático por geólogos del IFP (Institut Français du Pétrole) a mediados de los años sesenta resultó en los primeros intentos de correlacionar la estratigrafía de la Costa y la Cordillera Occidental y el nombre Formación Piñón se usó en ambas áreas para el basamento "oceánico" cretácico que comprende diabasas y rocas verdes. El nombre Formación Cayo se mantuvo para la secuencia volcánica-sedimentaria suprayacente en la Costa y se introdujo el término "Cayo de la Sierra" para su supuesto equivalente en edad en la Cordillera Occidental. Además, se describieron dos Formaciones más, la ya mencionada Formación Yunguilla de edad Maastrichtiana a Paleocena, confirmada por estudios micropaleontológicos en el área de Nono al noroeste de Quito (Sigal, 1968) y una secuencia suprayacente conformada de conglomerados volcánicos, areniscas, grauvacas y lutitas verdes-púrpuras, la "Formación Cayo Rumi" de edad asignada al Paleoceno. Mientras tanto, Goossens y Rose (1973) propusieron que tanto la Formación Piñón como la Formación Diabásica-Porfirítica fueran renombradas como el Complejo Ígneo Básico y, considerando aspectos petrográficos sugirieron una correlación con rocas similares de Costa Rica, Panamá y el oeste de Colombia.

La nomenclatura estratigráfica posterior en la Cordillera Occidental fue influenciada por el mapeo de los geólogos del IGS/DGGM y, en particular, por la interpretación tectono-estratigráfica de Henderson (1979), quien propuso que los volcánicos básicos de la Cordillera y de la Costa eran diferentes tanto en edad como en origen. En los primeros mapas se utilizaron tanto la Formación Piñón y/o Complejo Ígneo-Básico para las rocas de la Costa y la Formación Piñón en la Sierra. Sin embargo, a partir de 1976 se introdujo nuevos nombres siguiendo una interpretación de los volcánicos oceánicos de la Cordillera Occidental como un arco insular, basándose en evidencias litológicas y geoquímicas. El nombre Piñón se mantuvo, pero fue restringido a los volcánicos basálticos de fondo oceánico de la Costa, mientras que el nombre Formación Macuchi se creó para las rocas verdes de la Cordillera Occidental, que consisten principalmente en rocas basálticas a andesíticas, de las que un alto porcentaje han sido retrabajadas. Así, Macuchi, según lo definido por Henderson, era predominantemente de origen sedimentario, comprendiendo areniscas y limolitas volcánicas turbidíticas, con menores cantidades de brecha, toba y lava, e incluía esencialmente todas las "rocas verdes" volcánicas y volcanoclásticas de la Cordillera Occidental. Los sedimentos suprayacentes(?) del Cretácico Tardío, anteriormente llamados "Cayo de la Sierra", también se consideraron parte de la Formación Macuchi y se renombraron como "Miembro Chontal". Además, la conglomerática Formación Cayo Rumi en la carretera Alóag-Santo Domingo fue renombrada como la Formación Silante y se reinterpretó como suprayaciendo directamente a los volcanoclastos de Macuchi, aunque se consideró que estaba superpuesta por la Formación "flysch" Yunguilla de edad asignada al Maastrichtiano-Paleoceno. Sobre esta evidencia, por lo tanto, la Formación Macuchi es del Cretácico Tardío o más antigua. Sin embargo, más al sur, al este de Quevedo-La Maná, se reportaron fósiles del Eoceno Temprano de la Formación Macuchi y los sills andesíticos dentro de la secuencia arrojaron edades K-Ar del Eoceno Medio. Además, se registraron fósiles del Eoceno en la secuencia flysch "tipo Yunguilla" suprayacente. Así, (el tope de) la Formación Macuchi y, por inferencia, la unidad flysch suprayacente se interpretaron como fuertemente diacrónicas y se les atribuyó una edad desde el Cretácico (Tardío) hasta el Eoceno a lo largo de la Cordillera. Casi simultáneamente con la reinterpretación de la geología de la Cordillera Occidental por parte de Henderson, Kehrer y van der Kaaden (1979) subdividieron las rocas "Piñón de la Sierra" (o Macuchi) de la sección de la carretera Alóag-Santo Domingo en tres unidades. La Unidad Toachi se consideró equivalente a la Formación Piñón costera; la Unidad Pilatón se equiparó con la "Formación Cayo de la Sierra" (el Miembro Chontal de Henderson) y los distintivos quizás más jóvenes, estratos Tandapi.

Esta nomenclatura fue resucitada por Egüez (1986), cuyo trabajo en la parte central de la Cordillera Occidental fue fundamental para comprender y en parte resolver el dilema Macuchi-Yunguilla introducido por Henderson (1979, 1981). Egüez (1986) demostró la presencia de dos secuencias flysch litológicamente similares, pero de diferentes edades, que anteriormente se habían mapeado como una sola unidad, a saber, la Formación Yunguilla. Al este de Quevedo, los volcánicos de Macuchi están regionalmente superpuestos por la Caliza Unacota del Eoceno Medio Temprano, que a su vez pasa hacia arriba a una secuencia sedimentaria turbidítica arenosa cuarzosa del Eoceno Medio a Tardío que Egüez nombró Formación Apagua. Sin embargo, la secuencia flysch del área Quito-Nono es diferente, comprendiendo una secuencia turbidítica lodosa con calizas intercaladas del Cretácico Tardío a posiblemente Paleoceno Temprano, la Formación Yunguilla. El reconocimiento de una secuencia flysch más joven resuelve gran parte de la confusión anterior y hace innecesaria la introducción de Formaciones diacrónicas. Además, Egüez reinterpretó el contacto Silante-Yunguilla y revirtió las relaciones de edad relativa, es decir, la Silante suprayace, en aparente contacto concordante, a la Formación Yunguilla. Sin embargo, la edad de la Silante es poco conocida y sigue siendo problemática. Claramente es post-Maastrichtiana en edad ya que suprayace y contiene fósiles retrabajados de la Formación Yunguilla (Savoyat et al., 1970) y siguiendo a Egüez (1986) la Silante suprayace a Macuchi, sugiriendo una edad del Eoceno o más joven. Sin embargo, Van Thournout (1991) prefirió una edad Paleocena para la Silante debido a su posición "encima" de la Yunguilla y sus relaciones de contacto no comprobadas con la Formación Macuchi.

Egüez restringe el término Macuchi (s.s.) a una unidad volcánica-volcanosedimentaria de edad Eoceno Temprano a Medio, con mineralización de sulfuro masivo estilo Kuroko en la localidad tipo de la mina Macuchi al este de La Maná, y también reconoce la presencia de basaltos de fondo oceánico en la Cordillera Occidental. Propone el nombre Unidad Toachi para estos y los equipara con la Formación Piñón de la Costa y, para los sedimentos silíceos asociados, la antigua Cayo de la Sierra, sugiere el nombre Unidad Pilatón. En contraste, Santos y Ramírez (1986), aunque llegan a conclusiones similares sobre la estratigrafía, particularmente la presencia de una unidad flysch del Eoceno que nombraron Formación Apagua, y subrayando las complejidades e insuficiencias de la interpretación de Henderson, propusieron reintroducir la antigua nomenclatura estratigráfica “Piñón de la Sierra” y “Cayo de la Sierra” para las secuencias más antiguas. Aproximadamente al mismo tiempo, Lebrat (1985) mostró, basándose exclusivamente en criterios geoquímicos, que la Formación Macuchi de Henderson estaba compuesta por tres tipos distintos de “basaltos”: basaltos de arco insular toleíticos, MORB oceánicos y basaltos de arco calco-alcalinos. El material MORB se correlacionó con la Formación Piñón costera y los volcánicos calco-alcalinos se correlacionaron erróneamente con la Formación Celica del Cretácico del Ecuador meridional, cuando en realidad son parte de los volcánicos Saraguro del Oligoceno. Los volcánicos de arco insular definen el tipo Macuchi de la Cordillera Occidental. De manera similar, Van Thournout et al. (1992) reconocieron la presencia de tres secuencias volcánicas principales en la Cordillera Occidental (Norte): una secuencia del Cretácico Temprano de basaltos MORB y toleítas de arco suprayacentes; una secuencia principalmente del Eoceno de basaltos de arco insular, toleíticos a calco-alcalinos y; una secuencia del Oligoceno (Medio a) Tardío de volcánicos calco-alcalinos de composición predominantemente andesítica-dacítica. La primera y segunda secuencias se correlacionan con las Formaciones “Piñón/Toachi” y Macuchi respectivamente de Egüez (1986) y Lebrat (1985), mientras que la tercera la denominó Unidad San Juan de Lachas. Finalmente, Litherland et al. (1993a), en el Mapa Nacional de Ecuador a escala 1:1000000, dividieron los volcánicos pre-Oligoceno de la Cordillera Occidental en una secuencia de arco insular Paleo-Eocena, la Unidad Macuchi y una secuencia ofiolítica (MORB) pre-Senoniana, para la cual reintrodujeron el nombre “Piñón de la Sierra”.

Además de los volcánicos ensimáticos de las Formaciones Piñón y Macuchi, hay al menos cinco secuencias de arco volcánico de margen continental calco-alcalinas presentes en la Cordillera Occidental: la Formación Celica del Cretácico Tardío del sur de Ecuador; un arco compuesto del Cretácico Tardío al Terciario Temprano, el Grupo Sacapalca; un arco del Oligoceno al Mioceno Temprano tipificado por los depósitos piroclásticos andesíticos a riolíticos del Grupo Saraguro; los volcánicos y volcanoclastos del Mioceno de los Volcánicos Pisayambo y; las secuencias del Plio-Pleistoceno a Reciente que se extienden localmente en el graben intermontano, por ejemplo, las Formaciones Turi y Sicalpa (Baldock, 1982; Litherland et al., 1993a). Todas estas secuencias volcánicas están en general pobremente definidas y datadas, y por consiguiente pueden contener los productos volcánicos de más de una fase de actividad según lo mapeado actualmente.

3. LITOESTRATIGRAFÍA

3.1 Introducción

Las siguientes secciones describen las principales unidades litoestratigráficas mapeadas en el área de estudio actual (Figura 4). Cuando es apropiado, se ha seguido la nomenclatura estratigráfica establecida por trabajos anteriores, por ejemplo, Egüez (1986), Van Thournout (1991), Litherland et al. (1993a), Hughes y Bermúdez (1997) y McCourt et al. (1997). Los detalles de las rocas metamórficas expuestas en el este, en el valle de Chota, se encuentran en el Anexo 1.

3.2 Unidad Pallatanga (K_{Pa})

3.2.1 Distribución

La Unidad Pallatanga, definida por McCourt et al. (1997), se encuentra a lo largo del margen oriental de la cordillera en varios lentes limitados por fallas. Las mejores exposiciones se observan a lo largo de la carretera Salinas-San Lorenzo [8197-00616, 8147-00738], la carretera Otavalo-Selva Alegre al oeste de la Quebrada La Portada [7845-00287], y en Isopamba [7719-00038] al oeste de Calacalí.

3.2.2 Edad

La edad de la Unidad Pallatanga no está bien establecida; sin embargo, Reynaud et al. (1999) mencionan una edad isócrona interna de Sm/Nd de 123 ± 13 Ma de un gabro con anfíboles de las peridotitas de San Juan, ubicadas al oeste de Quito. Lebrat et al. (1987) han interpretado estas peridotitas y la Unidad Pallatanga como representando fragmentos diferentes de una ofiolita desmembrada, mientras que Cosma et al. (1998) interpretan ambas unidades como fragmentos de un plateau oceánico. Estos autores también correlacionan la Unidad Pallatanga con la Formación Piñón del área de Guayaquil, que está superpuesta por la Formación Calentura de edad Cenomaniano-Turoniano.

En este estudio, una secuencia de lodolitas rojas intercaladas con basaltos almohadillados en la carretera Otavalo-Selva Alegre [7845-00287] ha arrojado una edad Santoniano-Campaniano temprano (ca. 86-75 Ma) (Wilkinson, 1998b, Anexo 2). Sin embargo, la naturaleza tectonizada de los contactos hace que no esté claro si las lodolitas representan intercalaciones originales o una secuencia superpuesta tectónicamente intercalada.

3.2.3 Facies

La Unidad Pallatanga consiste en una secuencia de rocas máficas de color verde oscuro, típicamente incluyendo basaltos almohadillados y hialoclastitas, con sedimentos intercalados en algunos lugares (Lámina 1). Las rocas volcánicas son generalmente de grano fino con texturas afaníticas, aunque en algunas secciones, como en Calacalí [7706-00010], son vesiculares. En general, los afloramientos están fuertemente tectonizados, con el desarrollo de fracturas y juntas frágiles, a menudo con rellenos de cuarzo o calcita. En sección delgada, los basaltos están generalmente muy alterados con reemplazamientos de clorita, calcita y epidota. Muestras más frescas preservan fenocristales de olivino, piroxeno y feldespato, también se observan texturas esferulíticas indicativas de vidrio desvitrificado.

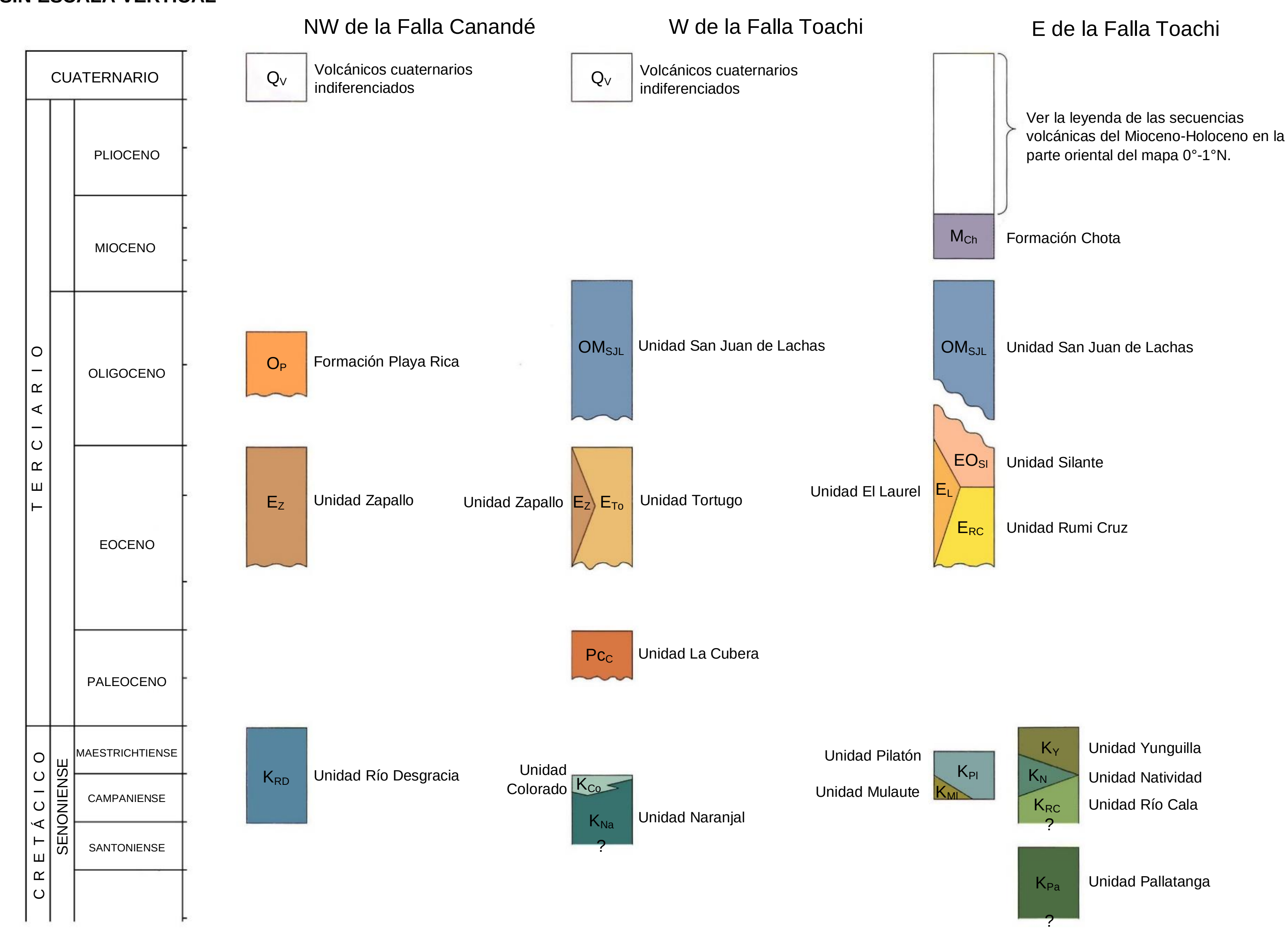


Figura 4. Relaciones estratigráficas de las unidades mayores



Lámina 1. Basaltos almohadillados de la Unidad Pallatanga, vía Salinas-Lita [8197-00616]

Se han analizado siete muestras para geoquímica de roca total, de las cuales seis han incluido análisis de elementos de tierras raras (Anexo 3). Las muestras se ubican tanto como basaltos alcalinos como sub-alcalinos, con las muestras M5-125 y M5-205a alternando entre campos lo que sugiere una naturaleza transicional (Figuras 5 y 6). En el diagrama de discriminación de Miyashiro (1974) todas las muestras son toleíticas (Figura 7), mientras que en el diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971) las muestras M5-124 y 125 se ubican como calco-alcalinas mientras que las demás se sitúan dentro del campo toleítico (Figura 8). Un diagrama de índice de alcalinos versus alúmina muestra que todas las muestras son toleíticas. En el diagrama de nomenclatura de Le Maitre (1989) las muestras caen dentro del campo de basanita/tefrita basáltica (Figura 9).

En los diagramas de discriminación del ambiente tectónico de Pearce y Cann (1973), las muestras se ubican principalmente en el campo de basalto de fondo oceánico (Figura 10), sin embargo, las muestras M5-124 y 125 nuevamente tienden hacia el campo calco-alcalino.

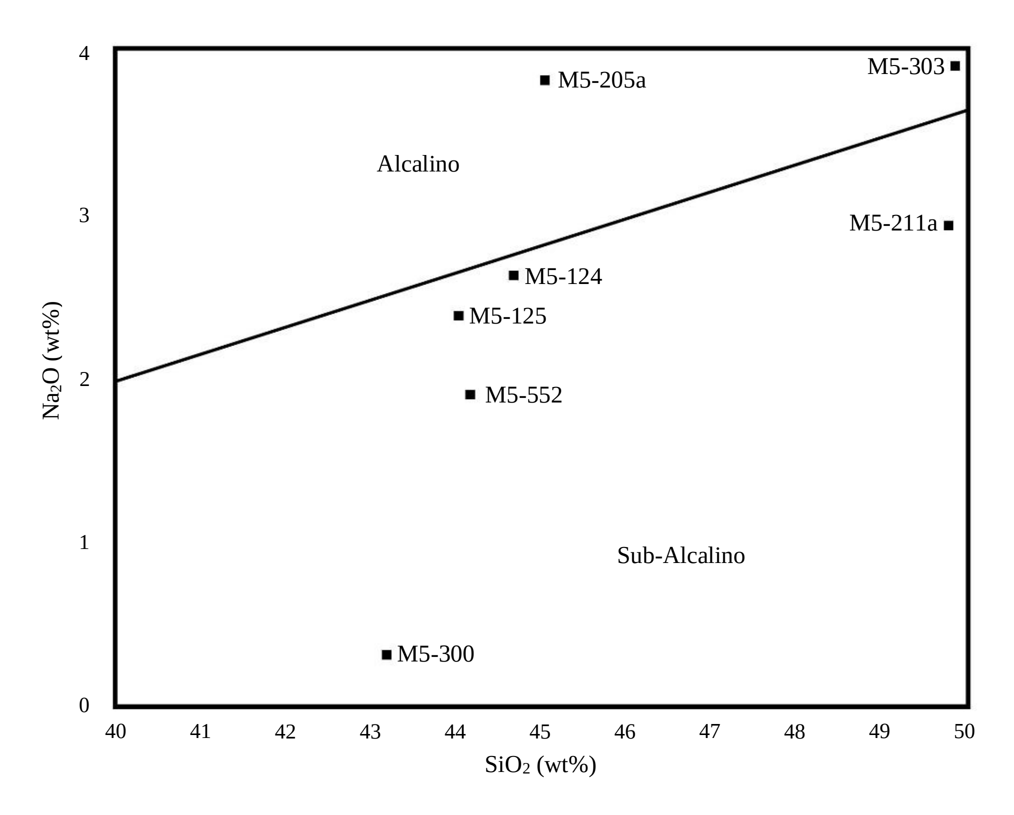


Figura 5. Muestras de la Unidad Pallatanga en el diagrama de discriminación de basaltos de Middlemost (1975)

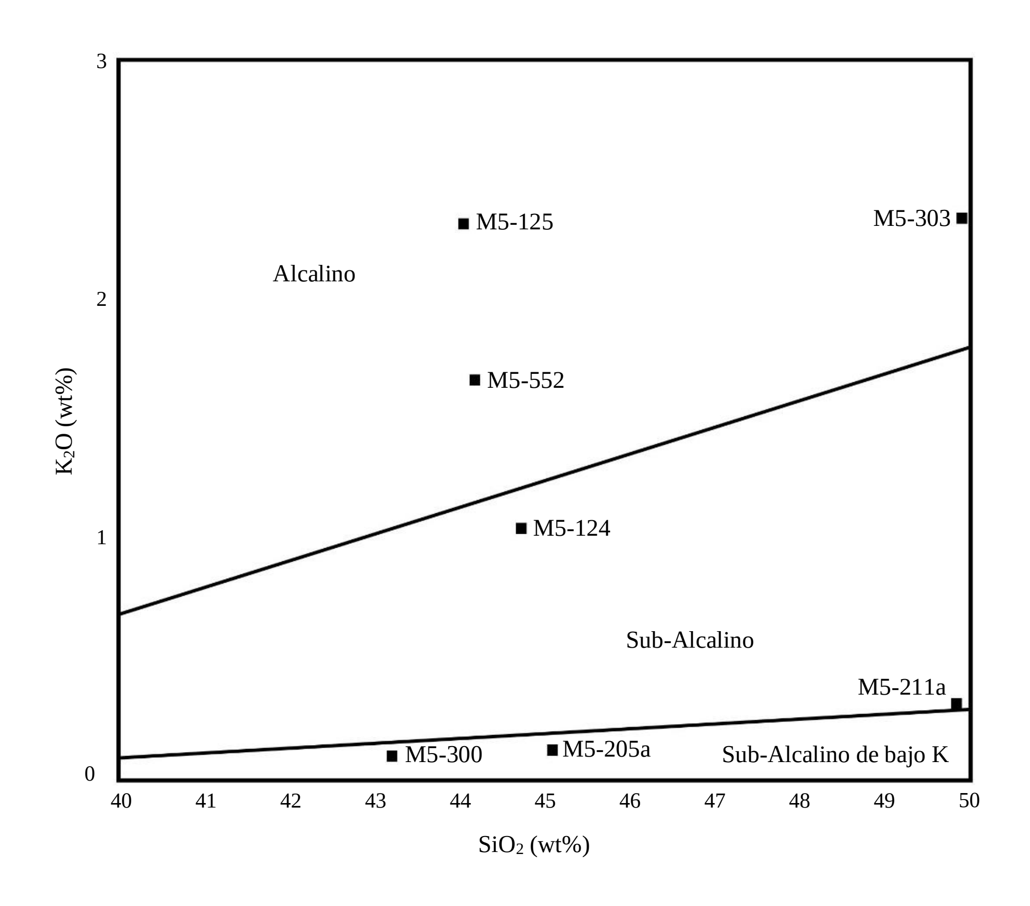


Figura 6. Muestras de la Unidad Pallatanga en el diagrama de discriminación de basaltos de Gill (1981)

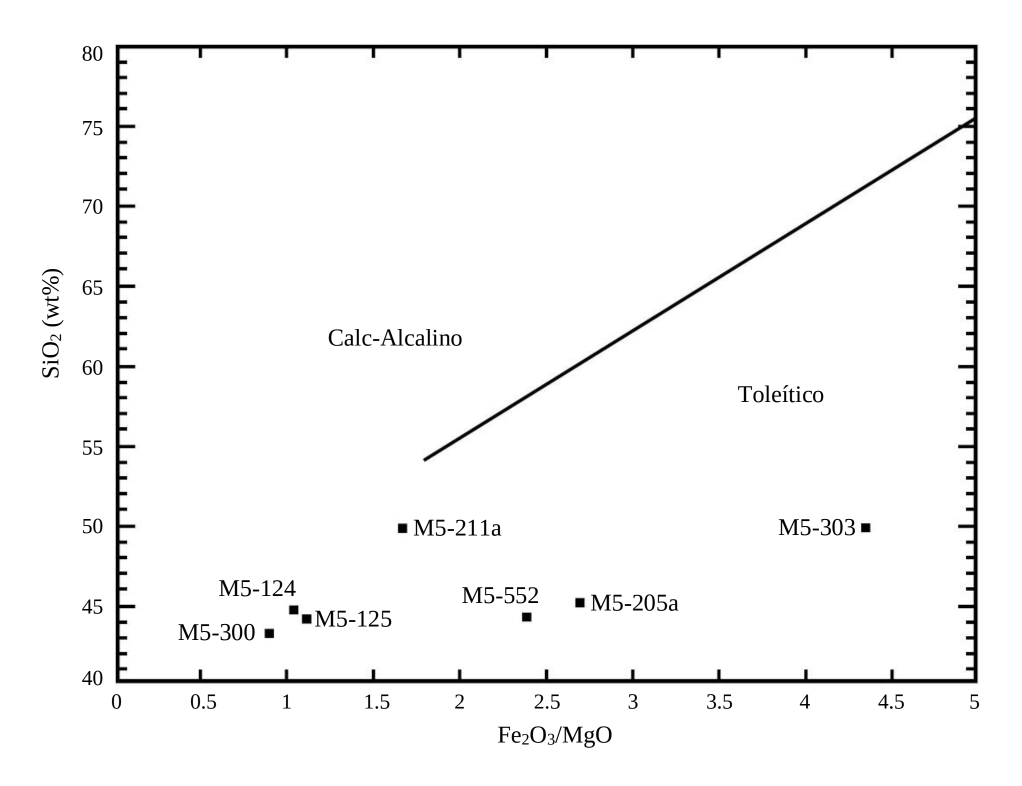


Figura 7. Muestras de la Unidad Pallatanga en el diagrama de discriminación de basaltos de Miyashiro (1974)

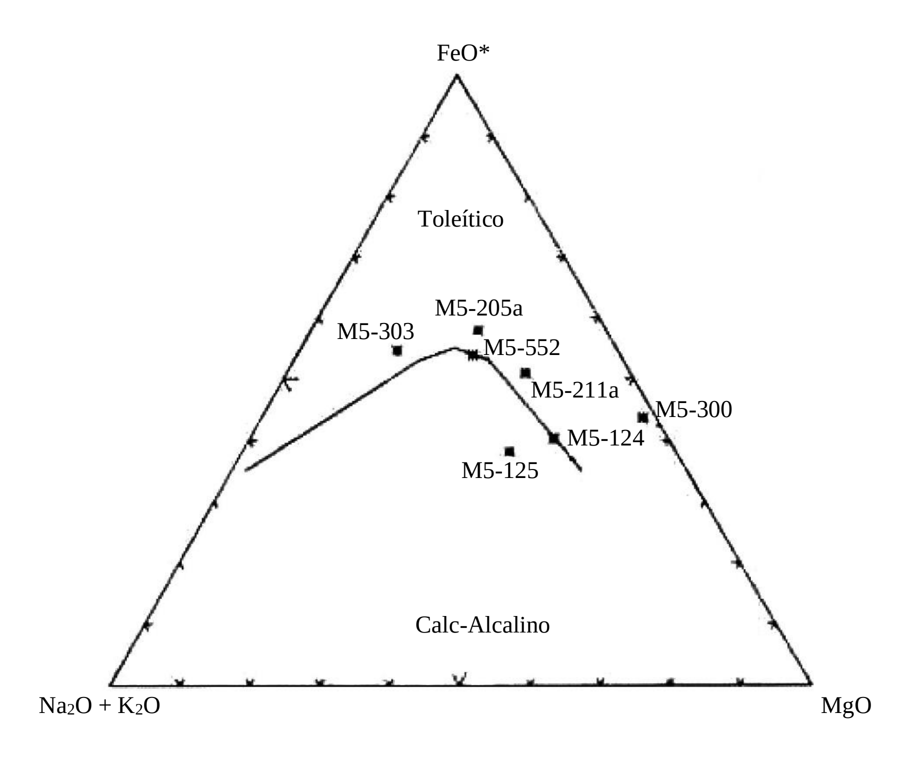


Figura 8. Muestras de la Unidad Pallatanga en el diagrama de discriminación de basaltos de Irvine y Baragar (1971)

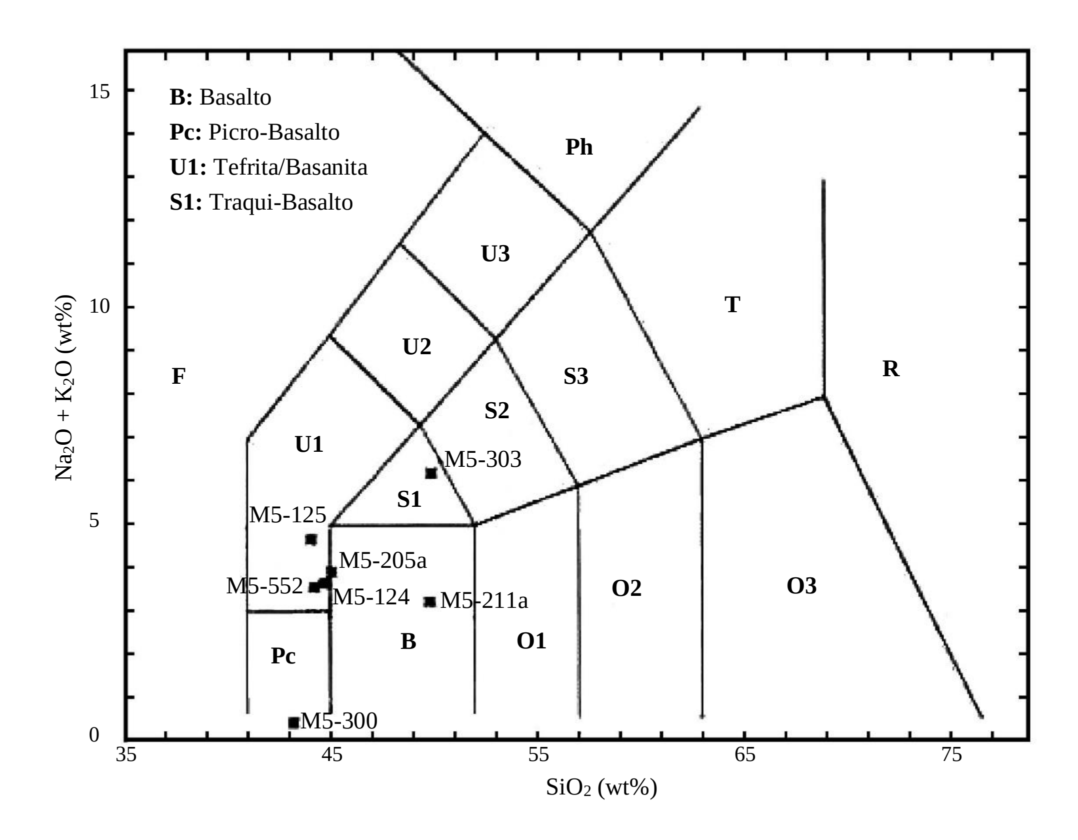


Figura 9. Muestras de la Unidad Pallatanga en el diagrama de clasificación de rocas de Le Maitre (1989)

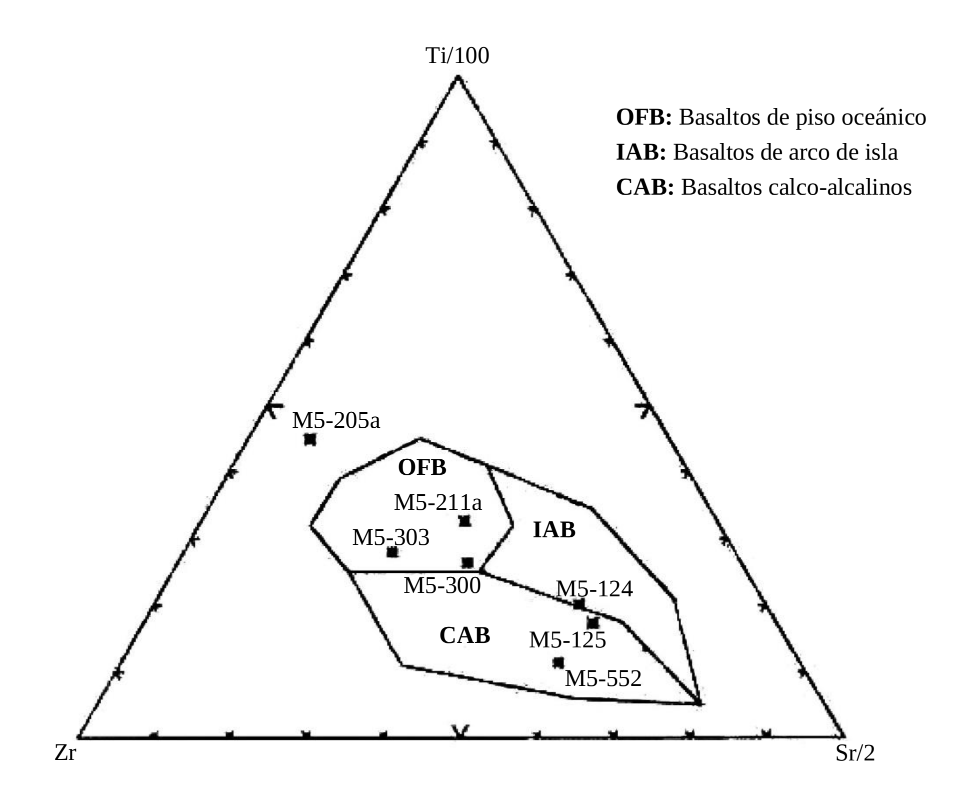


Figura 10. Muestras de la Unidad Pallatanga en el diagrama de discriminación de ambiente tectónico de Pearce y Cann (1973)

Los gráficos de los elementos de tierras raras (REE) normalizados respecto a condrita muestran en general patrones planos a depletados en tierras raras ligeras, patrones que son indicativos de N-MORB típico (Fig. 11). Las concentraciones de REE están entre ×3 y ×30 veces la condrita, reflejando ya sea diferentes grados de fusión parcial o cristalización fraccionada. Varias muestras muestran un enriquecimiento en lantano y cerio en relación con otros elementos de tierras raras ligeras (LREE), dando una apariencia de "forma de plato" a las curvas, sin embargo, en general, mantienen un patrón depletado en LREE. Este enriquecimiento en lantano significa que la relación normalizada de condrita La/Yb estándar indica que dos muestras (M5-205a y M5-303) están enriquecidas en tierras raras ligeras, y el rango está entre $0.7 < (La/Yb)_{CN} < 1.1$. Sin embargo, al graficar praseodimio contra iterbio, las relaciones son de $0.5 < (Pr/Yb)_{CN} < 1.1$, con solo la muestra M5-205a mostrando un enriquecimiento en LREE. Los patrones planos de tierras raras, por ejemplo, la muestra M5-205a, son similares a los de P-MORB. Las relaciones Zr/Nb están en el rango 13-22 y por tanto son comparables con aquellas reportadas en basaltos cretácicos de Colombia por Kerr et al. (1996). Estos autores interpretan a los basaltos colombianos con relaciones Zr/Nb de 10-15 como transicionales entre N-MORB (relación ~32) y OIB (relación ~5), y como muy similares a los basaltos islandeses (relación ~10). Por lo tanto, en general, los basaltos no parecen ser simples MORB, sino que pueden reflejar una dorsal oceánica influenciada por una pluma o un plateau oceánico.

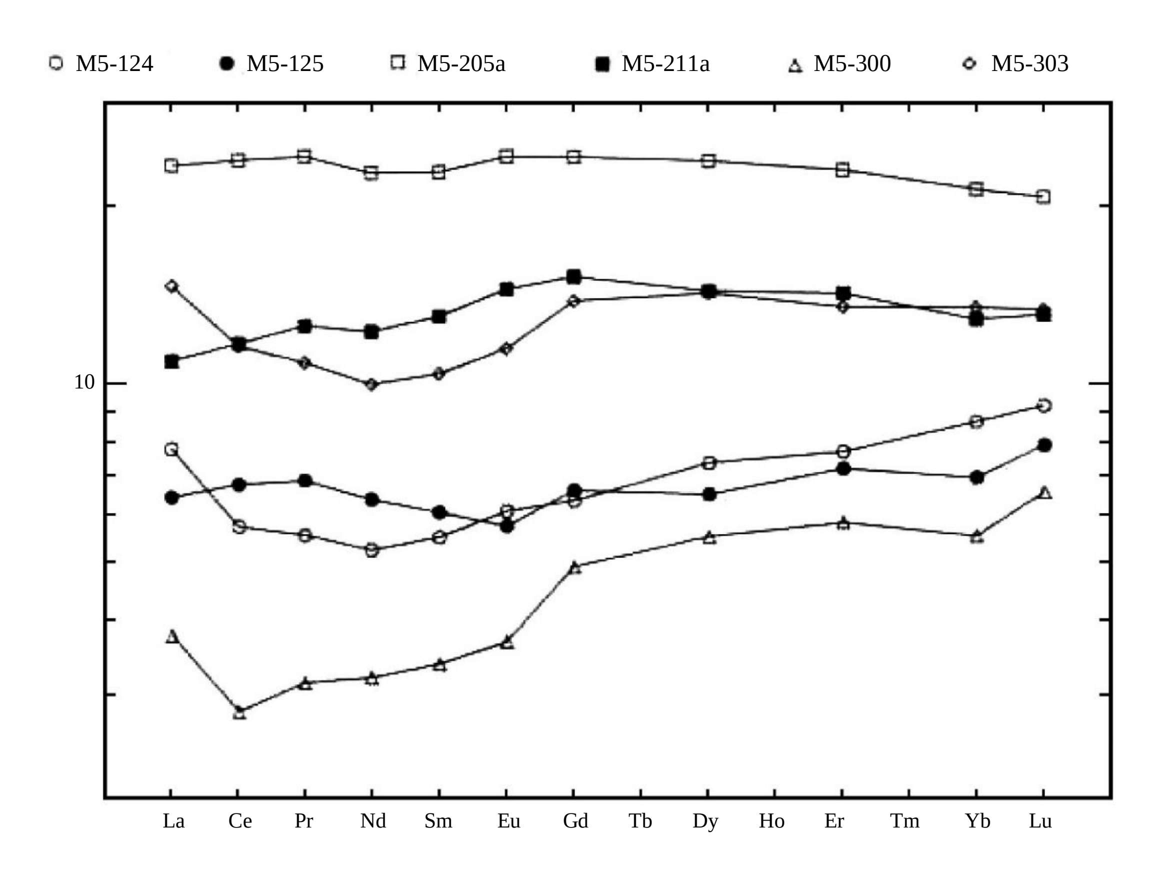


Figura 11. Muestras de la Unidad Pallatanga en el diagrama de elementos de Tierras Raras

3.3 Unidad Río Cala (K_{RC}) (Boland et al., 2000)

3.3.1 Distribución

Esta es una nueva unidad definida en este informe que aflora entre las unidades Pallatanga y Natividad. Las mejores exposiciones se observan en la sección Urcutambo de la carretera Otavalo-Selva Alegre, en el Río Cala, sobre su confluencia con la Quebrada Pucará [7856-00204] y en el Río Huarmiyacu [8033-00486] al NNW de Imantag. Afloramientos más pequeños se observan más al norte en el Río La Plata [8327-00883] y a lo largo del sendero de Tulcán-Chical [8328-00903].

3.3.2 Edad

La edad de la unidad es desconocida, pero su posición estructural y características geoquímicas/petrográficas sugieren que es posterior a la Unidad Pallatanga y es ya sea más antigua o contemporánea con la Unidad Natividad del Campaniano-Maastrichtiano, para la cual pudo haber actuado como fuente (ver abajo).

3.3.3 Facies

La Unidad Río Cala consiste predominantemente en lavas masivas y rocas volcanoclásticas, aunque ocasionalmente se encuentran lentes de arenisca dentro de la secuencia. La unidad se distinguió por primera vez debido a la presencia de fenocristales frescos de piroxeno de hasta 1 cm de tamaño, los cuales se observan mejor en la carretera Otavalo-Selva Alegre entre [7877-00277] y [7866-00302]. En sección delgada, estas rocas contienen fenocristales ecuantes y fragmentos de piroxeno y feldespato, dispuestos en una matriz vesicular cloritizada.

Cinco muestras de rocas ricas en fenocristales fueron analizadas para geoquímica de roca total, tres de las cuales incluyen tierras raras (Anexo 3). Son andesitas a andesitas basálticas (Figura 12) y se ubican principalmente en el campo calcoalcalino tanto en el diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971) (Figura 13) como en el gráfico de Miyashiro (1974) (Figura 14). En los diagramas de discriminación de ambiente tectónico (Figuras 15 y 16) las muestras consistentemente se ubican como basaltos calcoalcalinos, mientras que los gráficos de elementos traza muestran una pendiente negativa pronunciada desde tierras raras ligeras a pesadas, indicativa de un arco volcánico relacionado con una zona de subducción, intraoceánico o de margen continental (Figura 17). El gráfico de la relación Zr/Y versus Zr (Pearce y Norry, 1979), modificado por Pearce (1983), puede usarse para discriminar entre basaltos de arco desarrollados en un entorno de arco insular y aquellos de un margen continental activo, estos últimos teniendo tanto valores de Zr/Y como de Zr más altos. En el diagrama de Pearce y Norry (1979) (Figura 18) todas las muestras caen dentro del campo de basalto de arco continental definido por relaciones $Zr/Y > 3$. La comparación de los datos con los análisis geoquímicos de la Unidad Pallatanga muestra que algunas muestras de lavas no-porfíricas, que habían sido mapeadas en el campo durante este estudio como Unidad Pallatanga, de hecho, muestran mayores afinidades con la Unidad Río Cala. La incapacidad de diferenciar entre las dos unidades en ausencia de datos de geoquímica de roca total o las facies distintivas ricas en fenocristales de piroxeno significa que la Unidad Río Cala puede, en realidad, ser más extensa de lo actualmente reconocido, tanto dentro del área del mapa actual como más al sur.

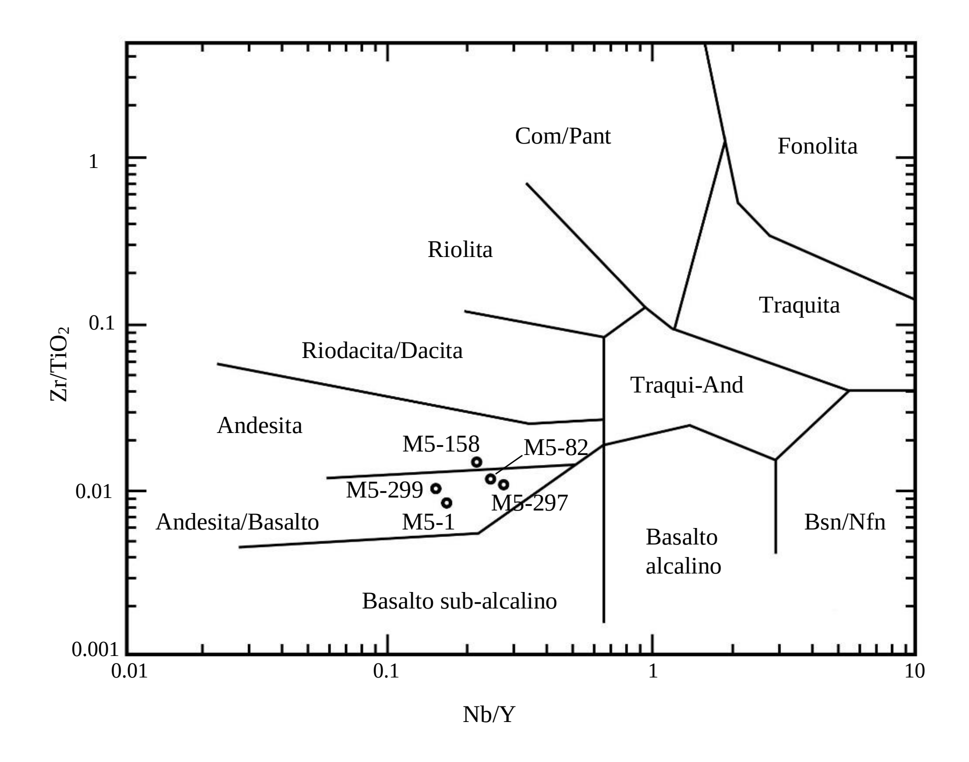


Figura 12. Muestras de la Unidad Río Cala en el diagrama de clasificación de rocas de Winchester y Floyd (1977)

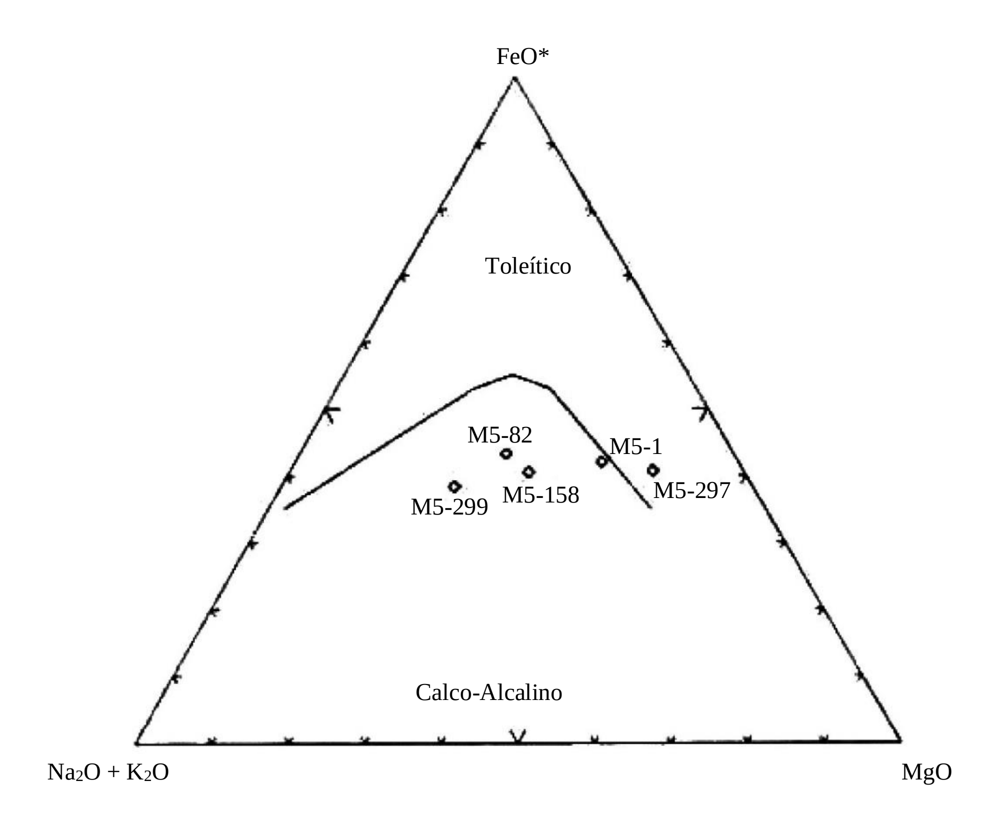


Figura 13. Muestras de la Unidad Río Cala en el diagrama de discriminación de basaltos de Irvine y Baragar (1971)

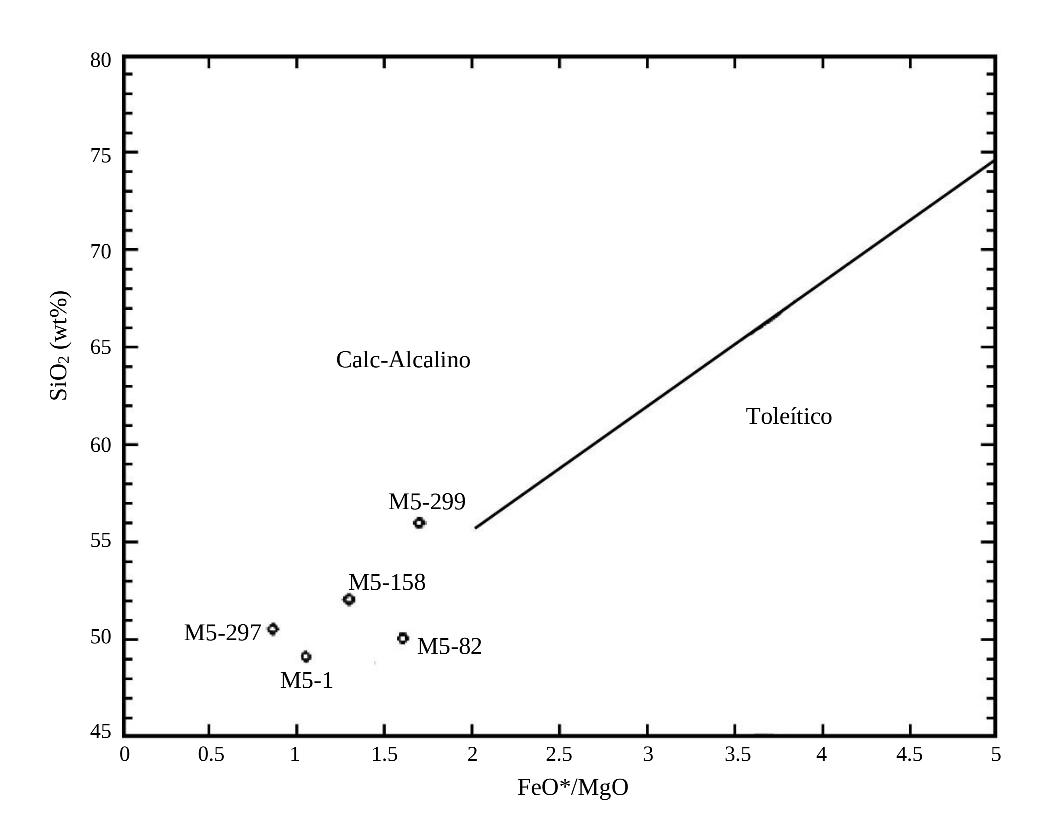


Figura 14. Muestras de la Unidad Río Cala en el diagrama de discriminación de basaltos de Miyashiro (1974)

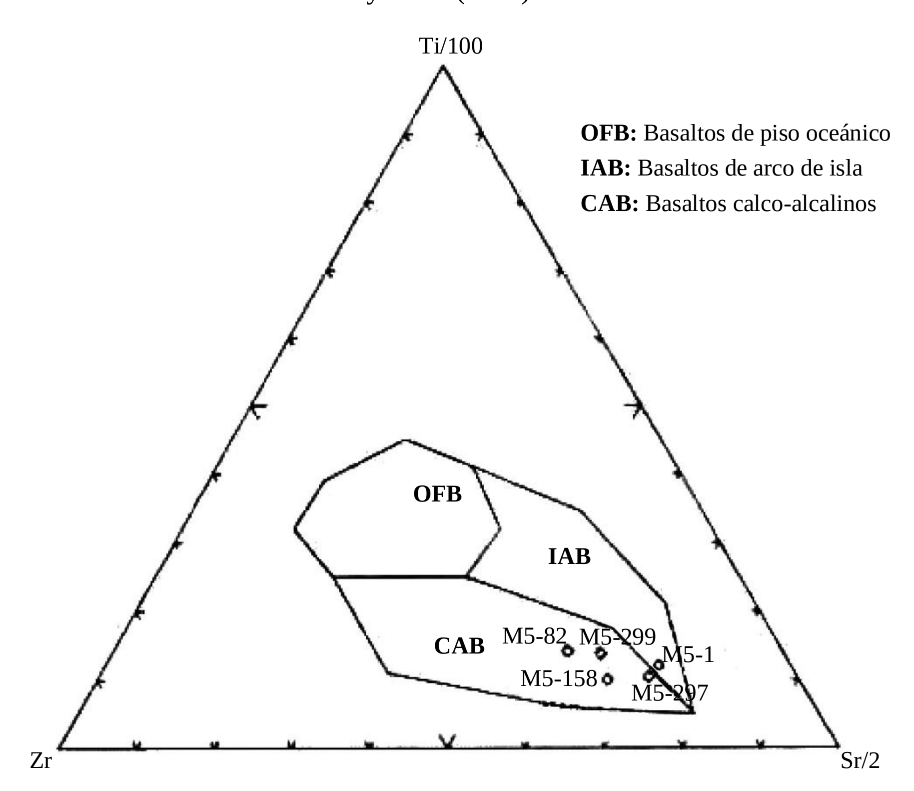


Figura 15. Muestras de la Unidad Río Cala en el diagrama de discriminación de ambiente tectónico de Pearce y Cann (1973)

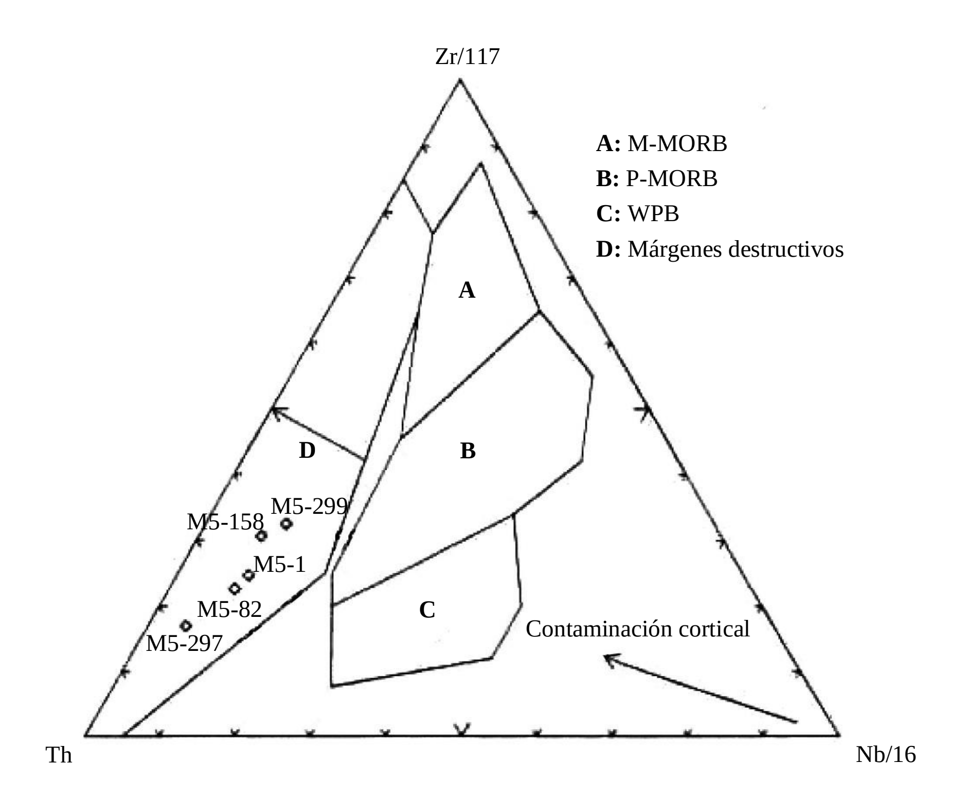


Figura 16. Muestras de la Unidad Río Cala en el diagrama de discriminación de ambiente tectónico de Wood (1980)

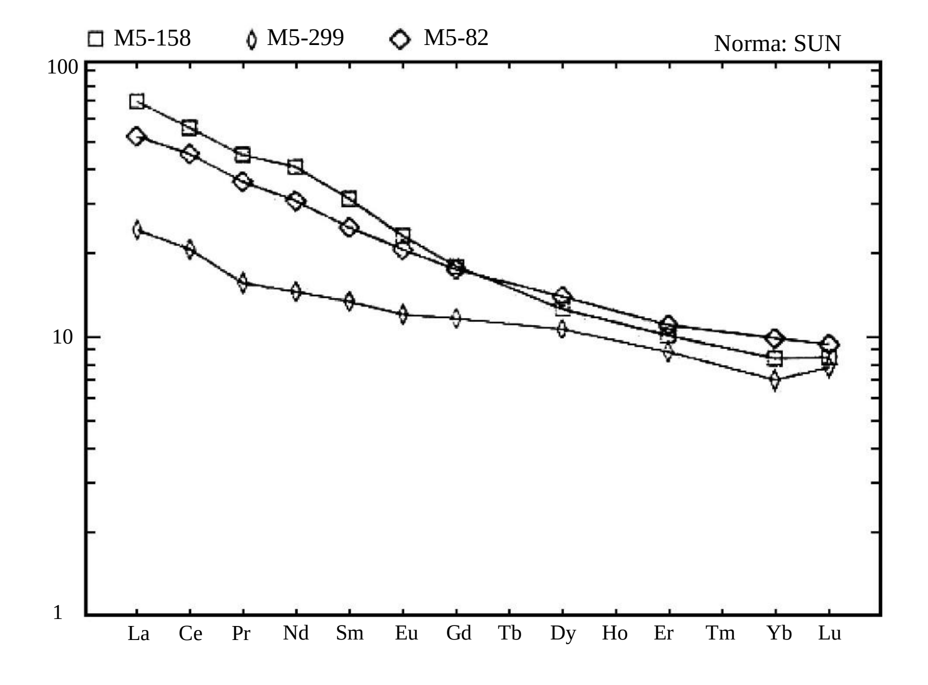


Figura 17. Muestras de la Unidad Río Cala en el diagrama de elementos de Tierras Raras

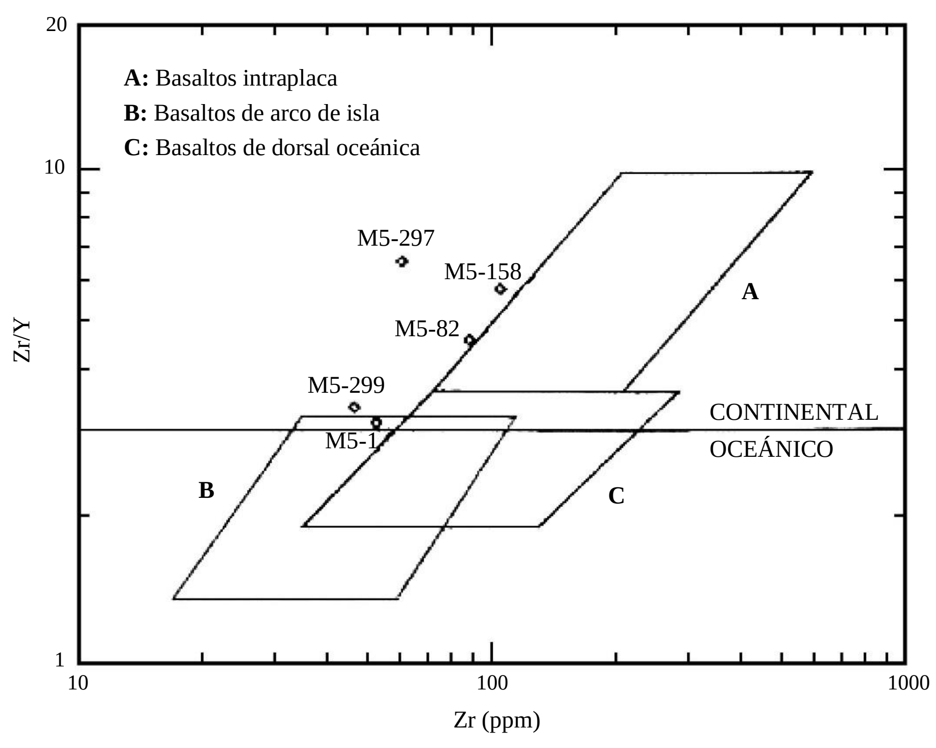


Figura 18. Muestras de la Unidad Río Cala en el diagrama de discriminación de ambiente tectónico de Pearce (1983)

3.4 Unidad Natividad (K_N) (Boland et al., 2000)

3.4.1 Distribución

Esta nueva unidad definida en este informe comprende una secuencia de rocas sedimentarias que se encuentran principalmente al este de, y en contacto fallado con, las rocas ígneas de las unidades Pallatanga y Río Cala. La sección tipo se encuentra en la carretera Otavalo-Selva Alegre, alrededor de la Quebrada Natividad [7860-00300], mientras que extensos afloramientos también se observan en el Río Guayllabamba al oeste de Perucho [7832-00151] y en la carretera Salinas-Lita en [8187-00645].

3.4.2 Edad

Cinco muestras recogidas de las carreteras Otavalo-Selva Alegre y Salinas-Lita han arrojado edades del Campaniano-Maastrichtiano (65-83 Ma) basadas en faunas de foraminíferos que incluyen *Hedbergella monmouthensis*, *Osangularia navarroana*, *Osangularia cordieriana* (Wilkinson, 1998c).

3.4.3 Facies

La Unidad Natividad consiste en una secuencia indurada y variadamente tectonizada de areniscas, lodolitas y cherts, predominantemente de color gris verdoso a negro, pero que incluyen algunas lodolitas rojas y verdes, cherts y lavas intercaladas. La secuencia es de estratificación delgada a media, aunque se puede encontrar algunos estratos de arenisca de hasta 2 m (Lámina 2).



Lámina 2. Turbiditas con estratos delgados a medianos de la Unidad Natividad, vía Otavalo-Selva Alegre [7852-00296]

En sección delgada, las areniscas del área del Río Guayllabamba contienen clastos subangulares a subredondeados de hasta 1 cm de tamaño de lavas con fenocristales de feldespato, dispuestos en una matriz de grano fino de cuarzo/clorita/epidota (sección delgada M5-165, Anexo 5). La muestra M5-260 también contiene piroxenos euhedrales y feldespatos junto con clastos volcánicos e indica una fuente volcánica intermedia a básica para estos sedimentos. En algunos lugares, se desarrolla un clivaje penetrativo dentro de la secuencia y en sección delgada está definido por biotita verde, augens de clorita, clastos volcánicos deformados y cristales de feldespato alterados.

Las lavas intercaladas, con contactos no fallados, ocurren dentro de la Natividad cerca de la Hacienda Natividad [7860-00300] y más al sur en la carretera Otavalo-Selva Alegre [7840-00267]. Las lavas en esta última localidad consisten en fenocristales de augita y feldespato dentro de una matriz de listones de feldespato de grano fino. Las lavas son vesiculares con rellenos de clorita y epidota. Las lavas también ocurren dentro de la secuencia Natividad a lo largo de la carretera Salinas-Lita, aunque la naturaleza de sus contactos es poco clara. La geoquímica de elementos de tierras raras de una muestra recolectada de estas lavas [8193-00632] (M5-299, ver Fig. 17, Anexo 3) muestra su estrecha afinidad con las lavas de la Unidad Río Cala, lo que sugiere que los sedimentos marinos, en gran parte turbidíticos, de la Unidad Natividad eran contemporáneos y estaban estrechamente asociados con el arco de Río Cala.

3.5 Unidad Mulaute (K_{Ml}) (Hughes y Bermúdez, 1997)

3.5.1 Distribución

Esta unidad se encuentra en una amplia franja en la parte suroeste del mapa, representando la continuación hacia el norte de la secuencia desde la cual fue originalmente definida por Hughes y Bermúdez (1997). Al norte, la franja es cortada por el Batolito de Apuela y solo se observan algunos afloramientos de la Unidad Mulaute más al norte de la intrusión.

La unidad está bien expuesta en varias secciones de carreteras y caminos que cruzan toda la secuencia, en particular las travesías Pactoloma-Guayabillas-Mashpi [7400-00190], Pacto-Saguangal [7474-00224] y en el Río Guayllabamba desde el asentamiento de San Roque hasta el Río Verde [7440-00257]. Más al norte, la unidad está expuesta en varios pequeños afloramientos en los ríos Lita y Toctemi [7912-00757, 7895-00742].

3.5.2 Edad

La edad de esta unidad no está bien establecida, pero fue interpretada por Hughes y Bermúdez (1997) como del Cretácico Tardío. Las muestras recolectadas en el área del presente mapa resultaron estar en gran parte desprovistas de foraminíferos, aunque en una muestra se encontró *Stensioeina* cf. *excolata*, que previamente había sido reportada en rocas del Campaniano en México (Wilkinson, 1998b).

3.5.3 Facies

La Unidad Mulaute es una secuencia de rocas sedimentarias que pasa de brechas y areniscas de grano grueso en el este a lodolitas y limolitas de estratificación delgada y de color oscuro más hacia el oeste (Lámina 3).

La parte occidental de la secuencia se puede ver en la carretera de Pactoloma a Mashpi [7410-00176] y La Victoria-Saguangal [7474-00224], donde se exponen areniscas y conglomerados masivos de color verde. En 7410-00176 los microconglomerados contienen clastos redondeados de lavas vesiculares y porfíricas, junto con fragmentos de feldespato, en una matriz cloritizada, mientras que en otros lugares los clastos están dominados por lodolitas negras. Las areniscas muestran evidencia de deformación frágil con desarrollo de juntas y algunas fracturas presentando superficies de deslizamiento pulidas.

La transición de las areniscas masivas a una secuencia dominada por lodolitas-limolitas ocurre en aproximadamente 50 m en la carretera La Delicia-Mashpi [7406-00175]. La profunda meteorización de la secuencia aquí puede reflejar la presencia de un contacto fallado. Al oeste de este contacto, la secuencia está dominada por lodolitas intensamente clivadas, limolitas y areniscas chertosas de estratificación delgada, sin embargo, areniscas masivas de color verde similares a las que dominan las facies al este ocurren intercaladas dentro de la secuencia. El clivaje tiene una orientación NE-SW con un alto buzamiento hacia el SE, a menudo en un ángulo mayor que S_O.

Una brecha fuertemente deformada se observa en 7400-00190 (Lámina 3), donde series de clastos orientados de cherts, lodolitas negras y areniscas verdes están dentro de una matriz milonitizada. La orientación de los clastos indica un sentido de desplazamiento dextral en la zona. La zona de desarrollo de “clivaje pizarroso” tiene un ancho transversal de aproximadamente 8 km y aún está presente en su contacto occidental, aparentemente fallado, con la Unidad Tortugo (ver más abajo).



Lámina 3. Brechas deformadas de la Unidad Mulaute, vía Pacto-Mashpi [7400-00190]

El ambiente deposicional de los sedimentos de Mulaute se interpreta como un abanico turbidítico submarino, con las brechas masivas representando procesos de flujo de masas y las limolitas y lodolitas de grano fino reflejando la deposición en las partes más distales del ambiente de abanico. Petrográficamente, los sedimentos consisten en clastos ígneos félsicos con feldespato, ocasionalmente vesiculares, con tanto los fenocristales como la matriz extensamente sericitizados, lo que sugiere una fuente volcánica efusiva para el material. La ocurrencia de anfíbol y feldespato potásico interpretada por Hughes y Bermúdez (1997) como sugiriendo una fuente composicional ácida/calco-alcalina no se observó en el área de estudio actual.

3.6 Unidad Pilatón (K_{Pl}) Egüez, 1986)

3.6.1 Distribución

Este informe sigue el enfoque adoptado por Hughes y Bermúdez (1997) y utiliza la terminología de Egüez (1986) y Van Thournout (1991) para estas rocas, anteriormente conocidas como la “Formación Cayo de la Sierra”. La unidad aflora extensamente en secciones de caminos y ríos alrededor de Pacto, con secciones excelentes visibles en la carretera de Pacto a Gualea [7500-00145], y de Pacto a El Paraíso [7480-00176]. Sedimentos fuertemente deformados de la Unidad Pilatón están expuestos en un sendero que va hacia el este a lo largo del Río Guayllabamba desde Playa Rica [7644-00206]. Más al norte, la Unidad Pilatón se ve adyacente al Río Mira, hacia el oeste, desde Tercer Paso hasta Collapí [8044-00862]. Se ha mapeado un contacto fallado entre la Unidad Pilatón y las rocas de la Unidad Pallatanga en Tercer Paso, mientras que las diversas relaciones de contacto con otras unidades, como San Juan de Lachas, El Laurel, Mulaute y Tortugo, se pueden ver en los senderos de Lita a Cristal [7931-00743] y en los que van hacia el oeste desde La Merced de Buenos Aires hasta El Corazón [7936-00679].

3.6.2 Edad

Reynaud et al. (1999) reportaron una edad Turoniana a Coniaciana para la Unidad Pilatón basada en faunas de inocerámidos, mientras que una edad Senoniana (Cretácico Tardío) está indicada por los foraminíferos *Globotruncana* sp., *Guembelina* sp. y *Globigerina* sp. (Sigal, 1968). Esta fauna fue recolectada en afloramientos a lo largo de la sección de la carretera Alóag-Santo Domingo, al sur del área del mapa actual.

Tres muestras recolectadas durante el estudio actual de secuencias interpretadas como parte de la Unidad Pilatón entregaron edades de Campaniano-Eoceno, Maestrichtiano y Paleoceno (Wilkinson, 1998a, b, c, Anexo 2). Aunque no se puede atribuir un alto nivel de confianza a ninguna de las determinaciones, el mayor grado de certeza se otorga a la edad Maestrichtiana obtenida de la secuencia en la carretera Salinas-San Lorenzo.

3.6.3 Facies

La unidad está compuesta por rocas sedimentarias, que van desde brechas hasta cherts negros, localmente con una fuerte aportación volcanoclástica. Las secuencias vistas en las secciones de carretera alrededor de Pacto consisten en areniscas masivas, verdes, de grano fino a grueso, localmente con partes chertosas verde-pálido. Muchos de estos afloramientos muestran signos de corneanización, probablemente reflejando su proximidad al batolito de Apuela. En sección delgada, los sedimentos consisten en una matriz rica en cuarzo/clorita/epidota de grano fino con fragmentos más grandes de feldespato y clastos ígneos. Se desarrolla un clivaje débil y penetrante en gran parte de la secuencia, y en algunos lugares se desarrolla un clivaje penetrativo más fuerte dentro de las areniscas y brechas, por ejemplo, en el Río Chirape [7501-00169] y el Río Guayllabamba [7688-00192] (Lámina 4). La sección delgada M5-050 muestra una fuerte zona de cizalla definida por granos de clorita y augens de cuarzo-feldespato. También se observa actinolita y biotita verde-marrón en la lámina, siendo la primera posiblemente representativa de remanentes de los granos ahora cloritizados mientras que la última parece estar definiendo la fábrica. En algunos lugares se desarrollan estructuras S-C dextrales débiles.



Lámina 4. Sedimentos deformados de la Unidad Pilatón, cerca del Río Guayllabamba [7688-00192]

En la carretera Salinas-Lita [8118-00781], la Unidad Pilatón está dominada por sedimentos volcanoclásticos silíceos, masivos y verdes, que contienen una mezcla de clastos subredondeados de lavas porfiríticas de color púrpura y gris junto con sedimentos verdes de grano fino. La matriz es rica en plagioclasa y granos de piroxeno. Se encuentran intercalaciones de material de grano más fino, que van desde areniscas de grano grueso de hasta 2 m de espesor hasta unidades de lodolitas de 5 cm de espesor (Lámina 5). Se observan varias estructuras sedimentarias, incluidos estratos gradados y estructuras de llama. Hay unidades de hasta 10 m de espesor de areniscas laminadas paralelas con bases ricas en clastos. Esta sección está dominada por sedimentos volcanoclásticos con horizontes de chert subordinados, lo que difiere de las secuencias hacia el sur que consisten predominantemente en sedimentos silíceos bien estratificados con intercalaciones ocasionales de material dominado por volcánicos. En sección delgada, los clastos están dominados por lavas porfiríticas con feldespato, aunque también se observan clastos de lavas porfiríticas con augita [8036-00807]. La matriz de la brecha está compuesta por cuarzo/clorita/epidota de grano fino y, por lo tanto, es similar en composición a las areniscas vistas hacia el sur.

Las secuencias delgadas, ricas en cherts negros-grises (hasta 500 m de espesor) son particularmente comunes en la parte norte de la secuencia y están bien expuestas a lo largo de la sección de la carretera Maldonado [8269-00973].

Estructuralmente, la secuencia está plegada por flexuras abiertas, aunque se observan pliegues isoclinales apretados y verticales dentro de las secuencias más ricas en chert [8271-00980]. Se desarrolla localmente una fábrica de deformación dúctil, por ejemplo, en la carretera Salinas-Lita [8111-00794], con estructuras S-C débilmente desarrolladas que indican un sentido de movimiento dextral.

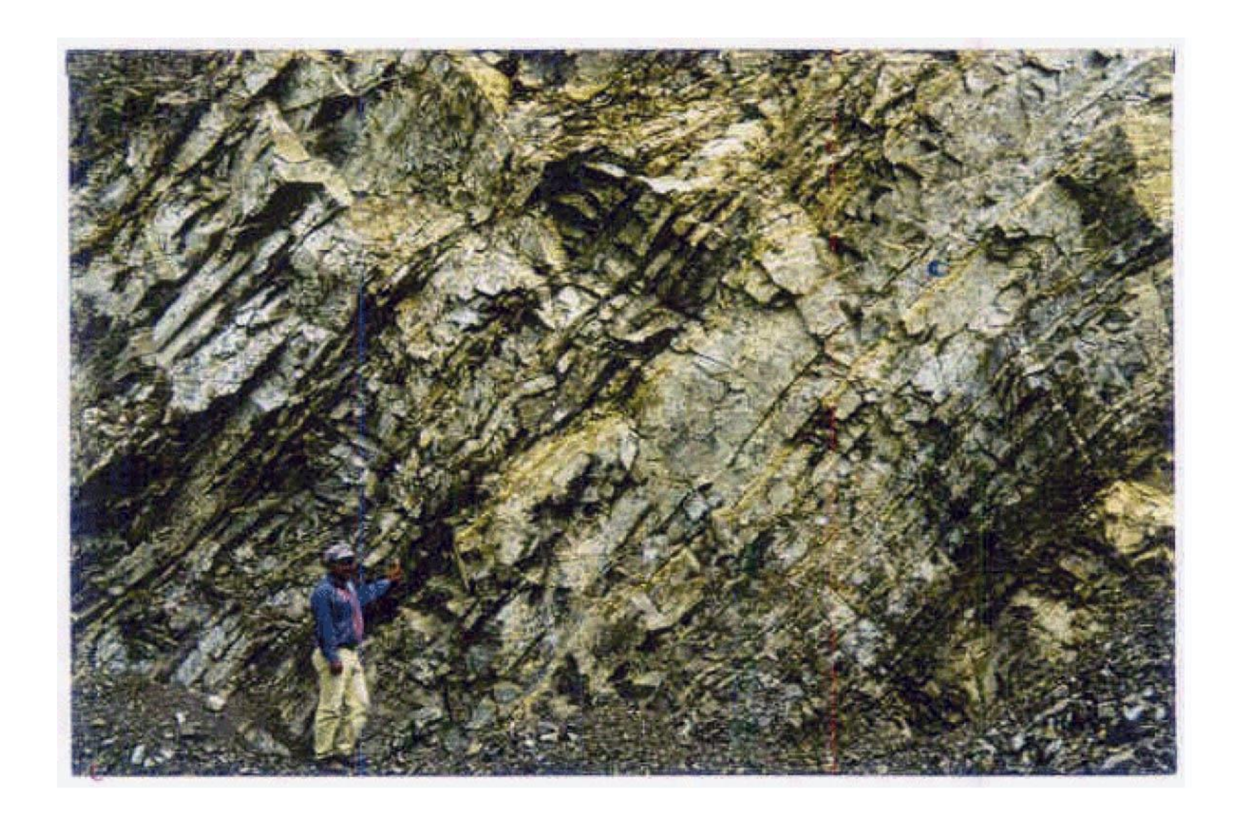


Lámina 5. Cherts y areniscas con estratos medianos a gruesos de la Unidad Pilatón, vía Salinas-Lita [8107-00798]

Los turbiditas de la Unidad Pilatón fueron depositadas en las partes proximales a medias de un entorno de abanico submarino. Los sedimentos probablemente se originaron en un centro volcánico efusivo de composición básica a intermedia. Hughes y Bermúdez (1997) interpretaron la falta de material de caída dentro de los sedimentos y la necesidad de una considerable topografía para desarrollar grandes abanicos de turbiditas, como indicativo de un origen de arco insular submarino. La aparente intercalación de areniscas masivas, verdes, similares a las asignadas a la Unidad Pilatón en el área de Pacto, con lodolitas y limolitas de la Unidad Mulaute, por ejemplo, como se ve al oeste de La Delicia en [7401-00190], sugiere que las dos unidades pueden de hecho ser contemporáneas, posiblemente representando una transición lateral de facies. Sin embargo, se requiere evidencia adicional relacionada con la edad y la composición petrográfica de estas unidades para resolver esta cuestión. La aparente transición hacia el norte en la Unidad Pilatón hacia una secuencia dominada por brechas puede también reflejar una mayor proximidad a la fuente de sedimentos si las secuencias son equivalentes en tiempo.

3.7 Unidad Yunguilla (K_Y) (Thalmann, 1946)

3.7.1 Distribución

La Unidad Yunguilla, definida por Thalmann (1946) a partir de las secciones alrededor de Alambi [7950-9993], aflora en varios lentes, predominantemente en el sur del área del mapa. Sus contactos con las rocas de las unidades Pallatanga y Natividad son fallados, mientras que más al sur, Hughes y Bermúdez (1997) informan que el contacto entre Yunguilla y Silante no es fallado. Las exposiciones principales de la unidad ocurren en el sur del área del mapa a lo largo de la carretera Calacalí-Nanegalito y también en el Río Guayllabamba entre Los Reales y Entables de Chespi [7776-00144]. Más al norte, la Unidad Yunguilla solo se registra en una serie de afloramientos aislados en la carretera Salinas-Lita, cerca del Río Amarillo [8183-00654]. Se reporta un espesor de al menos 2000 m en el área tipo, que se encuentra justo al sur del área actual del mapa [765-9993] (Thalmann, 1946; Bristow y Hoffstetter, 1977).

3.7.2 Edad

La edad de la Unidad Yunguilla fue dada como Daniense (Paleoceno temprano) por Savoyat et al. (1970) y por Faucher et al. (1971) basándose en foraminíferos recolectados en la sección tipo alrededor de Alambi. Sin embargo, una reevaluación de las listas de fauna por el Dr. Ian Wilkinson del British Geological Survey concluyó que indicaban una edad no más joven que el Maastrichtiano, mientras que Hughes y Bermúdez (1997) también informan una edad Campaniano-Maastrichtiano atribuida al Dr. Étienne Jaillard del Institut Dolomieu, Grenoble, Francia.

Se realizó determinaciones de edad para cinco localidades separadas en el área actual del mapa, tres muestras dieron edades Campaniano-Maastrichtiano y las otras dos una edad Campaniana basada en la presencia de *Bolivinoides decoratus*, *Osangularia "cordieriana"* y *Globigerinelloides volutus* (Wilkinson, 1998a, b, c, Anexo 2). Estos confirman la edad del Cretácico Tardío de la unidad, pero sugiere una edad probablemente Campaniana para el inicio de la deposición de Yunguilla.



Lámina 6. Lodolitas plegadas de la Unidad Yunguilla [8183-00656]

3.7.3 Facies

La Unidad Yunguilla consiste principalmente en lodolitas y limolitas negras a grises, en estratos delgados, localmente calcáreos. En la sección de Los Reales a Los Entables de Chespi [7776-00144], ocurre una transición hacia el oeste con areniscas de estratos medios a gruesos que comprenden un porcentaje mayor de la secuencia. Se desarrolla un clivaje débil dentro de las lodolitas y se observan pliegues simétricos, cerrados y verticales (Lámina 6).

La secuencia expuesta en la carretera Salinas-Lita consiste en lodolitas negras en contacto fallado tanto con Pallatanga [8183-00656] como con Natividad [8184-00654]. Se desarrolla un clivaje, que se inclina suavemente hacia el noroeste, en las lodolitas en el contacto con Pallatanga, y también están presentes numerosas fracturas rellenas de calcita y cuarzo.

La Unidad Yunguilla fue depositada en un ambiente de abanico submarino, la naturaleza de grano fino de los sedimentos y la presencia de estratos ricos en carbonato posiblemente indican la deposición en las partes más distales del abanico. Hughes y Bermúdez (1997) reportan la presencia de cuarzo deformado, indicativo de un origen metamórfico, y fragmentos de vidrio volcánico dentro de los sedimentos de Yunguilla. La evidencia de edad sugiere que la deposición de Yunguilla pudo haber sido en parte contemporánea con la de Natividad, aunque no está claro si representan equivalentes de facies laterales.

3.8 Unidad Naranjal (K_{Na}) (Boland et al., 2000)

3.8.1 Distribución

Esta nueva unidad comprende una secuencia de basaltos almohadillados, lavas basálticas a andesíticas, intrusivos de alto nivel y brechas ígneas que se encuentran al oeste de la Falla Toachi y forman el basamento de los sedimentos y lavas de edad Cretácico a Oligoceno que se observan en la parte occidental del mapa. La unidad lleva el nombre de la sección vista en el Río Naranjal en el puente peatonal entre Salto de Tigre y Rumiñahui [7227-00293], donde los sedimentos intercalados dentro de una secuencia de basaltos almohadillados han proporcionado una fauna de radiolarios. La sección aquí es en su mayoría inaccesible, pero se pueden alcanzar exposiciones espectaculares de los basaltos almohadillados en el Río Guayllabamba en Salto de Tigre [7213-00260] (Láminas 7 y 8). Se observaron más secciones de la unidad en los recorridos realizados en los ríos que drenan hacia el oeste de la Cordillera del Toisán, incluidos San Carlos, Bravito, Tigre, Bravo, Barbudo y Rumiyacu. La unidad también está bien expuesta tanto en la carretera Salinas-Lita como en el Río Mira hacia el oeste desde el pueblo de Cachaco [7895-00923].

3.8.2 Edad

Se recolectó una fauna de radiolarios de una secuencia de lodolitas silíceas de color púrpura a gris que están intercaladas dentro de basaltos almohadillados expuestos en el Río Naranjal [7227-00293]. Los taxones índice presentes incluyen *Amphipyndax pseudoconulus* (Campaniano), *A. tylotus* (Campaniano tardío-Maastrichtiano), *Archaeodictyomira lamellicostata* (Campaniano tardío-Paleoceno), *Dictyomitra formosa* (Turoniense-Campaniano tardío), *D. kozlovae* (Coniaciano-Maastrichtiano temprano) y *Xitus grandis* (Cenomaniano-Paleoceno). Con base en la co-ocurrencia de los tres primeros taxones, se propone una edad del Campaniano tardío (Hollis, 1999).

3.8.3 Facies

La secuencia vista en la sección de carretera y río a lo largo del Río Mira consiste en lavas y brechas ígneas. Las brechas vistas en los ríos Mira y Lita al oeste del pueblo de Lita consisten en clastos de hasta 50 cm de tamaño de material andesítico feldespático, a veces vesicular, en una matriz rica en cristales euhedrales de plagioclasa. Tanto la matriz como los clastos son composicionalmente similares y probablemente reflejan su derivación de la misma fuente ígnea. En el Río Lita, los clastos son redondeados y pueden representar almohadillas desprendidas. Aunque no se vieron *in situ* en esta sección norte, se observaron bloques de basaltos almohadillados en el Río Verde [7953-00948]. Las brechas tienen contactos irregulares con rocas ígneas masivas que pueden representar intrusiones de alto nivel dentro de esta pila volcanoclástica.

En sección delgada, los clastos consisten en fenocristales euhedrales de augita y plagioclasa en una matriz fino-granular de feldespatos en listones, con opacos y clorita menores. Esta última normalmente llena los intersticios entre los agregados de piroxenos euhedrales y puede representar vidrio alterado. Los clastos ocasionalmente son vesiculares con llenados de clorita, cuarzo y minerales del grupo epidota. Muchas muestras presentan una alteración extensa con clorita, epidota y calcita como minerales de reemplazamiento principales. Los granos de anfibol son angulares en varias muestras, aunque no está claro si reflejan mineralogía original o secundaria. Esto último se sugiere por la presencia de granos de ocho lados en M5-446, el anfíbol reemplazando al piroxeno original, un reemplazamiento que puede verse en M5-630 (Anexo 5).



Lámina 7. Basaltos almohadillados de la Unidad Naranjal aflorando en el Río Guayllabamba en Salto del Tigre [7213-00260]



Lámina 8. Basaltos almohadillados de la Unidad Naranjal aflorando en el Río Guayllabamba en Salto del Tigre [7213-00260]

Más al sur, la Unidad Naranjal está dominada por lavas e intrusivos de alto nivel, con un pequeño porcentaje de brechas y sedimentos dentro de la secuencia. Las lavas almohadilladas expuestas en el Río Guayllabamba en Salto del Tigre y más al noreste en el Río Naranjal tienen un ancho transversal al rumbo de 1.5 km, lo que representa un posible espesor de 1 km. Los basaltos son de grano fino, y en sección delgada consisten en fenocristales de feldespato de tamaño milimétrico y vesículas rellenas de cuarzo/clorita en una matriz de listones de feldespato, opacos y clorita, con granos de piroxeno submilimétricos que forman un pequeño porcentaje modal de la mineralogía de las rocas. En el Río Naranjal [7227-00293], una secuencia de 10 m de espesor de lodolitas silíceas está intercalada dentro de las lavas almohadilladas, y estos sedimentos han proporcionado la fauna de radiolarios sobre la cual se basa la edad de la unidad.

Al oeste de los basaltos almohadillados, la Unidad Naranjal está compuesta generalmente por rocas ígneas masivas, de grano fino y de color verde. En algunos lugares se puede ver una separación en estas rocas, pero no está claro si esto representa flujos de lava originales o algún tipo de “pseudo-estratificación”.

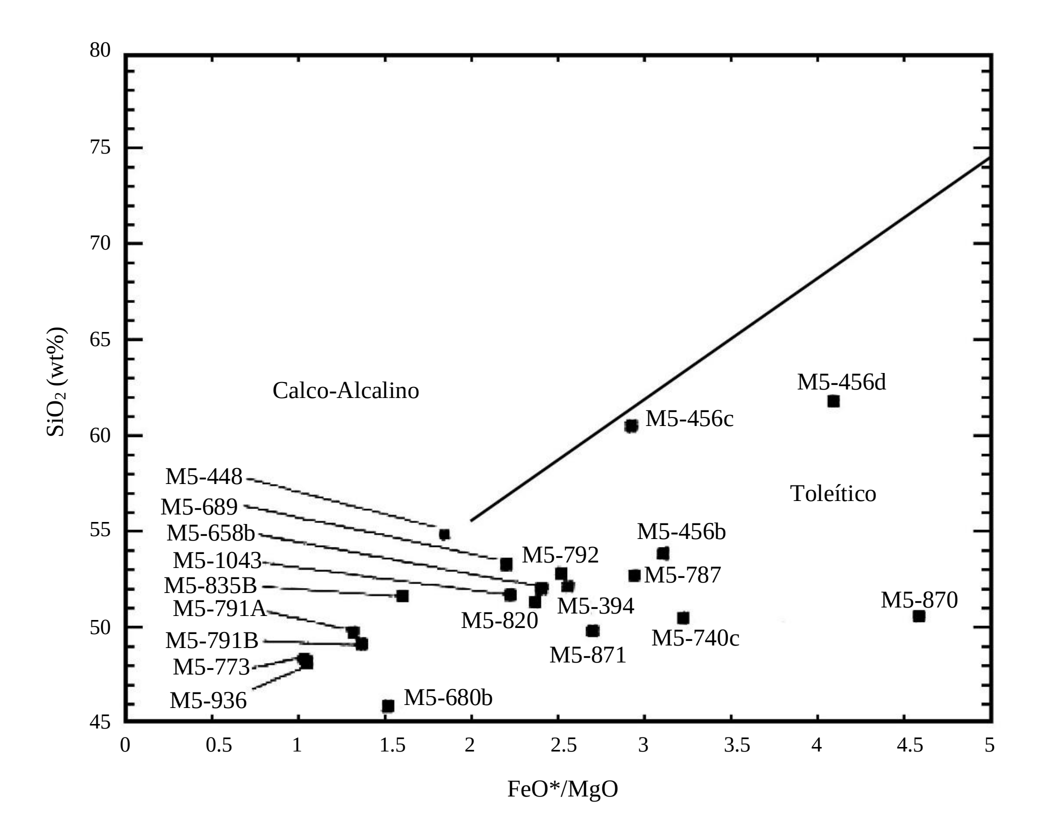


Figura 19. Muestras de la Unidad Naranjal en el diagrama de discriminación de basaltos de Miyashiro (1974)

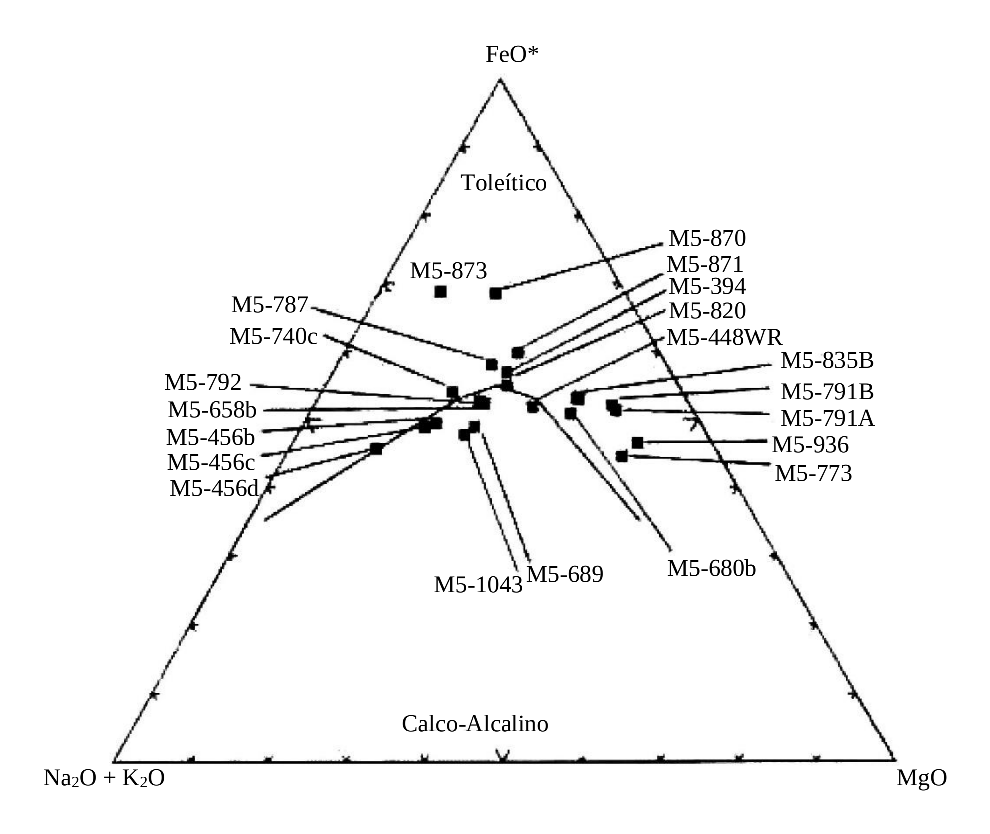


Figura 20. Muestras de la Unidad Naranjal en el diagrama de discriminación de basaltos de Irvine y Baragar (1971)

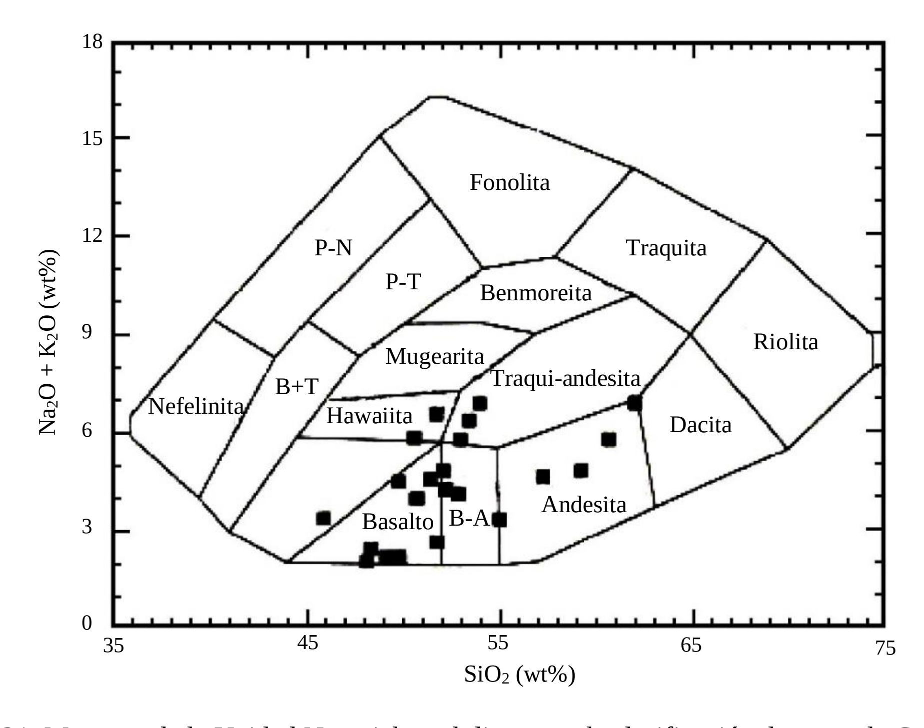


Figura 21. Muestras de la Unidad Naranjal en el diagrama de clasificación de rocas de Cox et al. (1979)

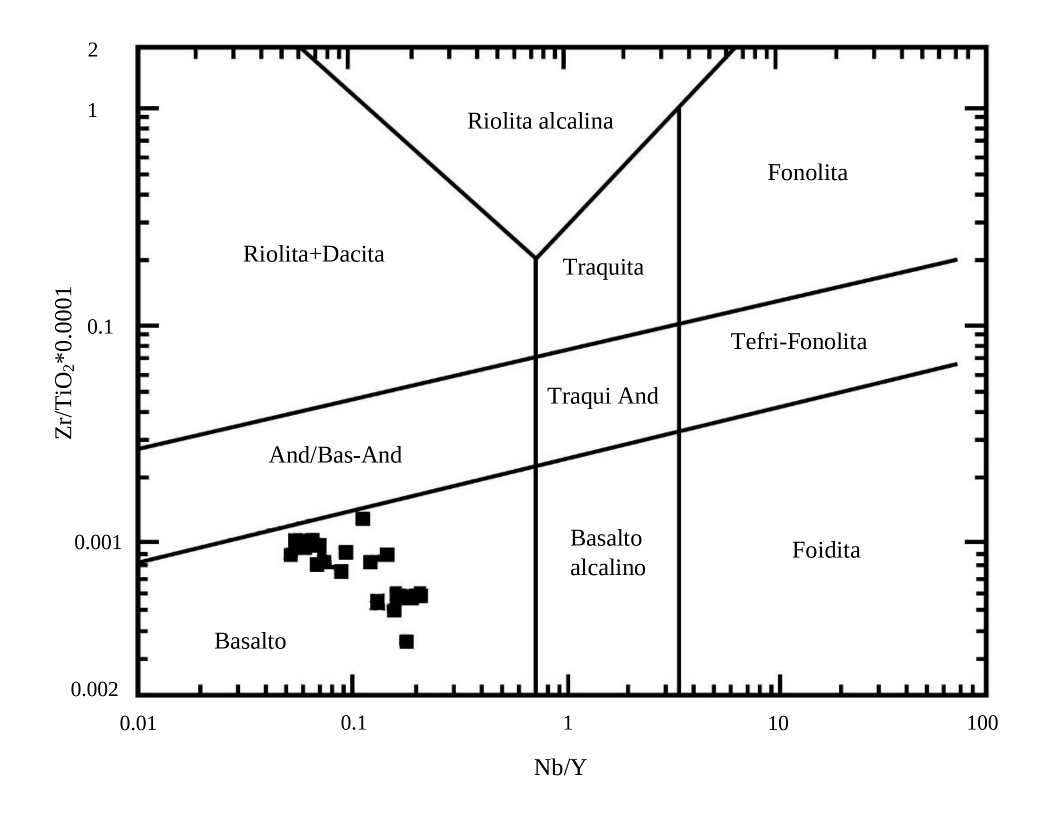


Figura 22. Muestras de la Unidad Naranjal en el diagrama de clasificación de rocas de Winchester y Floyd (1977)

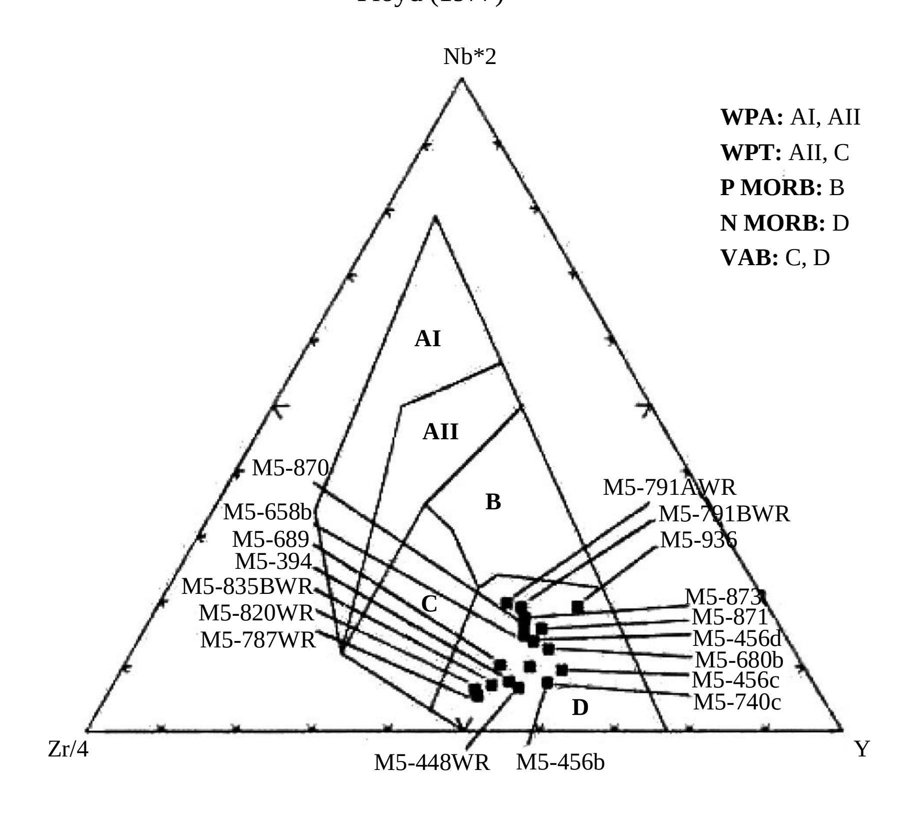


Figura 23. Muestras de la Unidad Naranjal en el diagrama de discriminación de ambiente tectónico de Meschede (1986)

Se han analizado 31 muestras para geoquímica de roca total, de las cuales 19 incluyen el análisis de elementos de tierras raras (Anexo 3). Las muestras generalmente se clasifican como toleítas en los diagramas de discriminación de Miyashiro (1974) e Irvine y Baragar (1971) (Figuras 19 y 20), aunque algunas muestras como M5-1043 cambian campos de calco-alcalino a toleítico entre los dos diagramas. M5-448, que es un análisis de las brechas que afloran en Lita [7794-00970], se clasifica como calco-alcalina en ambos diagramas. Las rocas se clasifican principalmente como basaltos en una variedad de diagramas de clasificación (Cox et al., 1979; Winchester y Floyd, 1977), aunque algunas muestras del área de Lita se clasifican como andesitas (Figuras 21 y 22). Los contenidos de MgO varían entre 3-9 wt%. Las muestras se ubican en el campo de N-MORB/arco volcánico del diagrama de discriminación del ambiente tectónico de Meschede (1986) (Figura 23), y la mayoría de las muestras se ubican en el campo de toleítas de arco insular en el diagrama de discriminación de Mullen (1983), que se puede utilizar para distinguir entre basaltos MORB y de arco (Figura 24). Algunas muestras se ubican en el campo de basaltos calco-alcalinos en este último diagrama, incluyendo las andesitas del área de Lita y los basaltos almohadillados de Salto del Tigre.

En los diagramas spider, varias muestras presentan anomalías negativas de niobio indicativas de rocas ígneas generadas en un ambiente relacionado con subducción (Figura 25). Sin embargo, otras muestras no tienen depleción de niobio en relación con el lantano, lo que sugiere que las lavas de la Unidad Naranjal pueden representar más de un ambiente tectónico. Los elementos de tierras raras tienen dominantemente pendientes negativas, mientras que las relaciones normalizadas de La/Nd y Sm/Yb del manto primitivo varían entre 1-2, lo que indica un enriquecimiento en tierras raras livianas (Figura 26). Sin embargo, las muestras M5-773 y M5-791 presentan patrones de tierras raras ligeramente empobrecidas de basaltos MORB, lo que indica que los basaltos MORB ocurren dentro de la secuencia de toleítas predominantes relacionadas con arco. Estos basaltos MORB pueden representar el fondo oceánico al arco insular Naranjal, con los basaltos del fondo oceánico y del arco tectónicamente entrelazados durante la acreción del arco al margen continental.

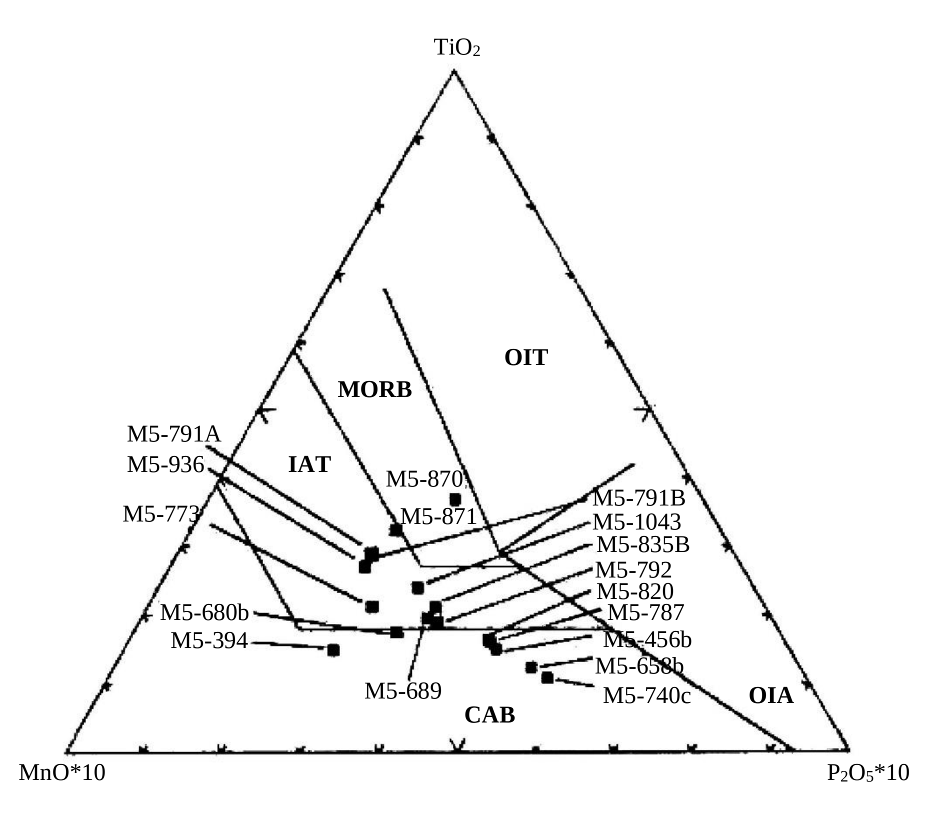


Figura 24. Muestras de la Unidad Naranjal en el diagrama de discriminación de ambiente tectónico de Mullen (1983)

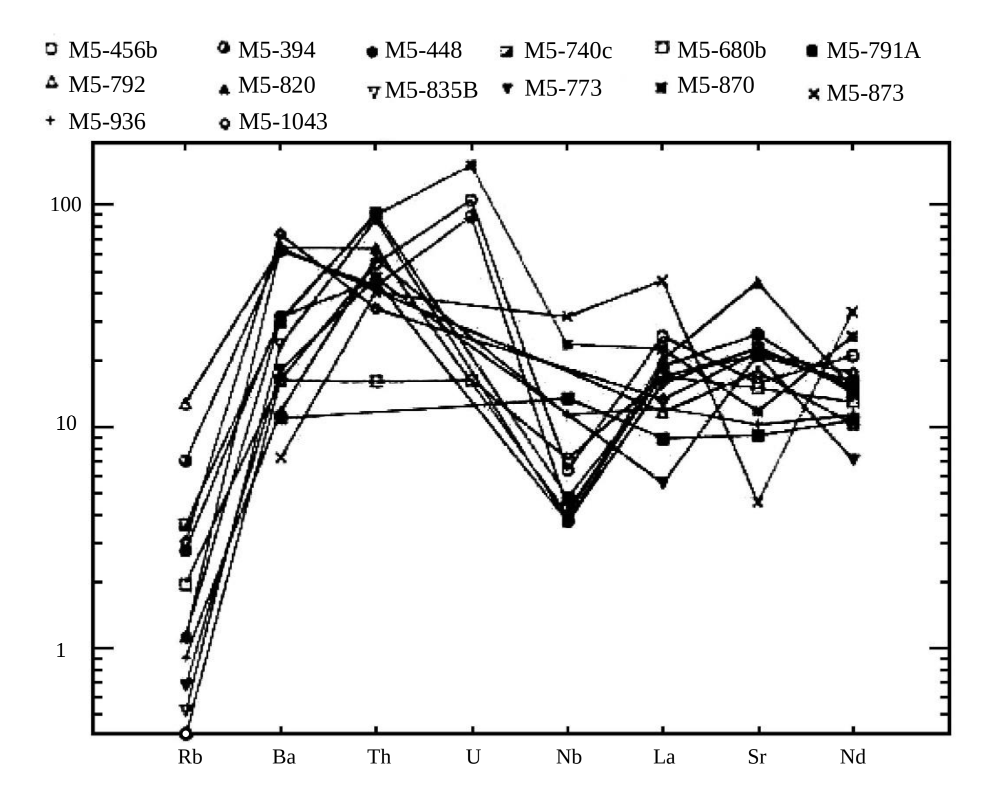


Figura 25. Muestras de la Unidad Naranjal en el diagrama spider

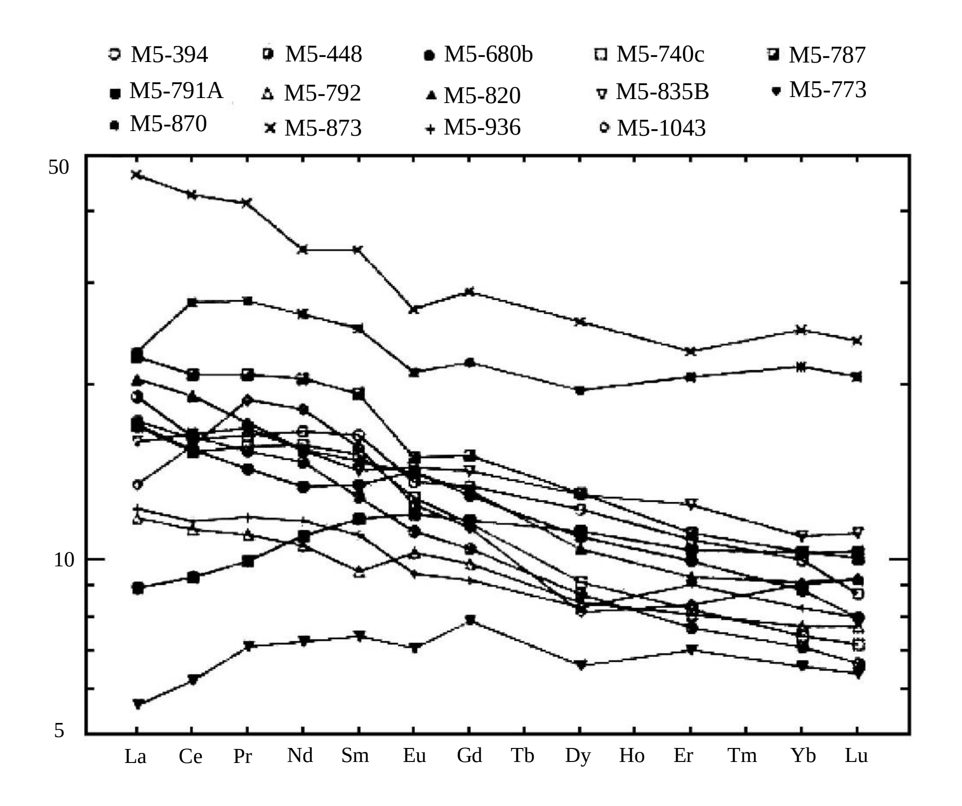


Figura 26. Muestras de la Unidad Naranjal en el diagrama de elementos de Tierras Raras

3.9 Unidad Colorado (K_{Co}) (Boland et al., 2000)

3.9.1 Distribución

Esta nueva unidad, que sobreyace a las rocas ígneas de la Unidad Naranjal, está definida a partir de los afloramientos de limolitas y areniscas de grano fino y estratificación delgada a media vistas en las quebradas al norte del Estero Colorado [7213-00336]. Se mapearon secciones adicionales de esta unidad en los ríos Salvador [7252-00495], Bravito [7303-00545], Bravo [7452-00617] y Barbudo [7564-00645]. La unidad también se conserva como colgantes de techo (*roof pendants*) en el batolito de Santiago [7668-00894], mientras que la sección más septentrional está expuesta en la carretera entre Lita y Alto Tambo [7765-00990].

3.9.2 Edad

Se determinó una edad del Campaniano basada en la fauna de radiolarios derivada de un chert verde-gris recolectado de la sección del Río Barbudo [7558-00626]. La fauna incluye taxones asignables al complejo *Amphipyndax pseudoconulus-tylotus* y al complejo *Theocampe apicata-vanderhoofi*, ambos indicativos de una edad del Campaniano-Maastrichtiano, pero debido a la presencia de *Theocampe salilum* se prefiere una edad del Campaniano (Hollis, 1999a).

3.9.3 Facies

La sección tipo de la unidad está expuesta al norte del Estero Colorado [7213-00340] y consiste principalmente en una alternación de limolitas profundamente meteorizadas, color beige gris-verde, estratos delgados a medios y, areniscas de grano fino con estratos laminados tanto paralelos como ondulados. En sección delgada, las areniscas consisten en una matriz de cuarzo de grano fino con granos angulares más grandes de feldespato y anfibol.

Secuencias similares se observan en los ríos Salvador, Bravito y Bravo hacia el norte, con limolitas de color verde, intercaladas localmente con areniscas de grano fino. Se observa una transición entre los basaltos almohadillados de la Unidad Naranjal con limolitas de buzamiento suave en el Río Salvador [7268-00487], aunque no está claro si este contacto es originalmente sedimentario.

Más al norte, entre el Río Barbudo y la carretera Lita-Alto Tambo [7762-00994], la Unidad Colorado es de grano más grueso, con areniscas y microconglomerados que se vuelven más prominentes en la secuencia. En el Río Negro [7682-00884], la unidad está dominada por brechas que contienen clastos subangulares, de hasta 5 cm de tamaño, de basaltos/andesitas de color oscuro, mientras que en [7777-00987] la secuencia incluye nuevamente limolitas y areniscas de estratos delgados, pero con intercalaciones de microconglomerados masivos que contienen clastos de lavas vesiculares y lodolitas verdes de grano fino. Petrográficamente, estos sedimentos contienen fragmentos de feldespato y anfibol subangulares dentro de una matriz de cuarzo-clorita de grano fino y son similares a los sedimentos vistos adyacentes al Estero Colorado.

La Unidad Colorado comprende una secuencia de turbiditas marinas, probablemente depositadas en las partes proximales a medias de un abanico submarino. La presencia de clastos de lavas basálticas/andesíticas vesiculares indica una derivación desde una fuente volcánica efusiva. Los radiolarios han mostrado que la Unidad Colorado y las lavas de la Unidad Naranjal son ampliamente contemporáneas en edad, por lo que la interpretación más sencilla es que los sedimentos de la Unidad Colorado se originaron a partir del arco insular de Naranjal. La ausencia de hialoclastitas y lavas intercaladas puede reflejar la naturaleza distal de los sedimentos o el cese del volcanismo de la Unidad Naranjal antes de la deposición de la Unidad Colorado.

3.10 Unidad Río Desgracia (K_{RD}) (Boland et al., 2000)

3.10.1 Distribución

Esta nueva unidad aflora al norte del Río Canandé hacia el noreste hasta el Río Bravito, donde está cubierta por la Unidad Zapallo. Su límite sur está marcado por la Falla Canandé [6957-00516], a través de la cual está en contacto tectónico con la Unidad Naranjal, mientras que su límite norte está marcado por la sobreposición de la Unidad Zapallo en el este y la Formación Playa Rica en el oeste. Estos contactos septentrionales se han mapeado principalmente utilizando imágenes de satélite.

La sección principal a través de la unidad está expuesta a lo largo de la nueva carretera entre Puerto Nuevo [6957-00516] y el caserío de Hoja Blanca [7010-00616]. Ni la carretera ni Hoja Blanca se muestran en los mapas topográficos publicados a escala 1:50000, por lo que la unidad recibe su nombre del Río Desgracia, a lo largo de cuyo valle sigue la carretera. Exposiciones adicionales fueron mapeadas a lo largo del Río Canandé [7154-00547] y el Río Bravito [7276-00629].

3.10.2 Edad

En dos muestras tomadas de las lodolitas dentro de la secuencia se encontró radiolarios diagnósticos. La primera muestra recolectada cerca del Río Canandé contenía *Phaseliforma subcarinat*a, *Protoxiphotractus* sp., *Theocapsomma* sp., *Cryptamphorella conara*, *Amphipyndax tylotus* y *Dictyomitra andersoni*, un conjunto correlacionado con la zona de *Amphipyndax tylotus* del Campaniano tardío-Maastrichtiano (Hollis, 2000, Anexo 2).

La segunda muestra recolectada más al oeste presentó una fauna de *Conocaryomma universa*, *Amphipyndax pseudoconulus*, *A. stocki*, *Dictyomitra kozlovae*, *D. multicostata* y *Lithocampe* sp., un conjunto correlacionado con la zona de *Amphipyndax pseudoconulus* del Campaniano temprano a medio (Hollis, 2000, Anexo 2).

3.10.3 Facies

Esta unidad es una secuencia sedimentaria dominada por turbiditas de grano grueso con lavas y diques intercalados. Una secuencia de turbiditas de estratos gruesos a muy gruesos está expuesta en una sección de río bajo el puente en [6983-00560] e incluye estratos masivos conglomeráticos T_A de hasta 5 m de espesor que contienen clastos redondeados de material predominantemente sedimentario, pero también ígneo. Las unidades individuales pasan de areniscas gradadas, unidades con estratificación cruzada hacia lodolitas, reflejando una secuencia turbidítica T_{ABCD}. Los estratos tienen un alto buzamiento hacia el norte y se rejuvenecen en esa dirección. Aguas abajo del puente, la secuencia cambia a unidades T_{ABC} de estratos medios a gruesos sin los conglomerados masivos.

Más al sur, a lo largo de la carretera en [6973-00546], ocurre una secuencia de conglomerados que consisten en clastos subredondeados de material ígneo que parecen pasar a cuerpos ígneos más masivos. Estos cuerpos ígneos están intercalados dentro de la secuencia sedimentaria y probablemente representan flujos de lava coetáneos en la cuenca sedimentaria. Las secciones delgadas de muestras tanto de los cuerpos ígneos como de los clastos indican que consisten en intercrecimientos de augita de grano fino y plagioclasa, con un poco de ilmenita (ver secciones delgadas M5-1009, 1009B, 1012 y 1012A). Ha ocurrido cierto reemplazamiento por clorita, pero las rocas son generalmente bastante frescas. Los clastos ígneos son generalmente de grano más fino y en algunos lugares son vesiculares, posiblemente reflejando una tasa de enfriamiento más rápida y están dentro de una matriz rica en cuarzo, feldespato, piroxeno y clorita.

La secuencia vista a lo largo del Río Canandé [7055-00515] es de grano más fino, consiste en limolitas a lodolitas calcáreas con estratos delgados a medianos, de color gris, afectadas por deformación frágil con un extenso desarrollo de vetas de calcita.

La unidad fue depositada en un ambiente turbidítico submarino y se cree que proviene de una fuente volcánica submarina. La presencia de unidades conglomeráticas masivas sugiere deposición dentro de canales submarinos, posiblemente en las partes proximales del abanico. Las lavas intercaladas también indican deposición cerca y contemporánea con la fuente volcánica de los sedimentos. La transición a sedimentos de grano más fino y estratos más delgados vista en la parte más joven de la secuencia adyacente al Río Canandé puede reflejar la reducción en la topografía de la región fuente, ya sea por erosión o cese del volcanismo y, por lo tanto, deposición en un régimen de energía más baja. La relación entre las unidades Río Desgracia y Colorado no está clara, aunque ambas parecen ser aproximadamente contemporáneas y fueron depositadas en ambientes sedimentarios similares y derivadas de fuentes volcánicas.

3.11 Unidad La Cubera (Pc_C) (Boland et al., 2000)

3.11.1 Distribución

La principal exposición de esta unidad recientemente definida se encuentra en una cantera de grava (*roadstone*) [7080-00125] al oeste de Diez de Agosto en la carretera Calacalí-La Independencia, y toma su nombre del Estero Cubera que cruza la unidad en este punto. La unidad forma una característica prominente, incluyendo la cresta denominada El Cebu [7364-00359] entre los valles de los ríos Naranjal y Mandariyacu, y se puede rastrear fácilmente en las fotografías aéreas.

3.11.2 Edad

Dos muestras recolectadas en la cantera de grava en Diez de Agosto presentan edades inequívocas del Paleoceno basadas en las especies índice de radiolarios *Amphisphaera kina*, *Burella dumitricai* y *Burella granulata*. La coexistencia de estas especies restringidas al Paleoceno con las especies índice del Paleoceno tardío-Eoceno temprano *Axoprunum pierinae*, *Buryella pentadica*, *B. tetradica*, *Lamptonium fabaeformae pennatum* sugiere que la deposición continuó hasta el Paleoceno tardío (Hollis, 2000, Anexo 2).

3.11.3 Facies

La secuencia está dominada por chert rosado-crema-gris con estratos delgados que en algunos lugares pasa a unidades de arenisca más masiva. En la cantera en Diez de Agosto, el buzamiento del estrato es de 40° hacia el sur, e incluye en la base 70 m de chert de color rosa a crema con un espesor entre 10-20 cm. Esta secuencia pasa hacia arriba a areniscas masivas de color oscuro. Los otros afloramientos vistos al norte [7364-00339] consisten generalmente en rocas silicificadas de estratos delgados, con buzamientos que varían entre 30° y 70°.

La naturaleza altamente silícea de estos sedimentos sugiere una deposición en una cuenca aislada de aportes significativos de material clástico, una situación asociada más a menudo con ambientes pelágicos de aguas profundas. Sin embargo, ambientes similares pueden ser creados cerca de tierra firme por la presencia de una topografía significativa del fondo marino que resulta en pequeñas cuencas aisladas protegidas de los aportes terrígenos.

3.12 Formación Rumi Cruz (E_{RC}) (Hughes y Bermúdez, 1997, ver también Egüez, 1986)

3.12.1 Distribución

La Formación está restringida en afloramientos al punto trigonométrico en Los Reales [7770-00120] al este de la carretera entre Calacalí e Infiernillo.

3.12.2 Edad

La edad de esta unidad, cuya sección tipo está al sur del pueblo de Apagua [7307-98932], se asume que es del Eoceno tardío debido a su posición estratigráfica por encima de la caliza Unacota de edad Eoceno medio a tardío (Hughes y Bermúdez, 1997). Se determinó una edad del Eoceno para una muestra recolectada en Los Reales basada en la presencia del foraminífero *Epistomina eocenica* (Wilkinson 1998a, Anexo 2).

3.12.3 Facies

La secuencia en Los Reales consiste en conglomerados gruesos que yacen en discordancia sobre las rocas de la Unidad Yunguilla. Los conglomerados contienen clastos de volcánicos gris-verde, lodolitas negras y verdes, y clastos de cuarzo de veta. Hughes y Bermúdez (1997) han interpretado los depósitos del área tipo como reflejo de la deposición en un ambiente de abanico-deltaico, con material clástico maduro de sistemas fluviales/aluviales siendo redepositados por mecanismos de flujo en masa como capas lateralmente extensas en aguas relativamente poco profundas.

3.13 Unidad El Laurel (E_L) (Van Thournout, 1991)

3.13.1 Distribución

Esta unidad se encuentra en el sector noreste del área de estudio actual, adyacente a la frontera con Colombia [8250-00991]. Consiste en depósitos de grano fino, predominantemente lutitas negras con intercalaciones ocasionales de limolita y arenisca de grano fino. Hay calizas hacia la parte superior de la secuencia, que se explotan en Selva Alegre y Hualchán [8092-00856]. La unidad aflora principalmente en dos lentes, limitados por fallas, con orientación NE-SW que se extienden hacia el sur 20 km desde la frontera con Colombia. Algunos lentes más pequeños y aislados ocurren más al suroeste a lo largo de la misma estructura, por ejemplo, en [8039-00822].

3.13.2 Edad

Van Thournout (op. cit.) asigna a la Unidad El Laurel una edad del Eoceno, que se acepta aquí basada en gran medida en las edades de las calizas presentes hacia la parte superior de la secuencia. Las calizas en Selva Alegre [7741-00313] fueron correlacionadas por Baldock (1982) con la Formación Unacota y, por lo tanto, por asociación, son de edad Eoceno, mientras que las calizas alrededor de Hualchán [8092-00856] han proporcionado faunas interpretadas como del Eoceno Medio a Mioceno Inferior (Durán, 1983), Eoceno Medio a Oligoceno Superior (Wernli, 1986) y Oligoceno Inferior a Mioceno Inferior (Butterlin, 1987).

3.13.3 Facies

La Unidad El Laurel consiste principalmente en una secuencia muy uniforme de lodolitas de estratos delgados, de color negro a gris, con intercalaciones ocasionales de areniscas. La secuencia más completa se observa en la carretera de Tufiño a Maldonado, que pasa por el caserío de El Laurel [8280-00925]. Esta sección, que atraviesa los dos lentes principales de la Unidad El Laurel, está dominada por lodolitas de estratos delgados, localmente con apariencia “hollinosa”. La secuencia incluye estratos característicos de arenisca de color azul-gris, en una escala de 1-5 cm, que junto con la ausencia de chert y la falta de plegamiento ayuda a diferenciar esta unidad en el campo de la secuencia más antigua de lodolitas negras de la Unidad Yunguilla.

No se pudo acceder a la cantera en Hualchán [8091-00855] durante el estudio actual, pero Van Thournout (1991) describe las calizas como 50 m de biomicritas, con características biohermicas y conteniendo corales, gasterópodos y bivalvos. La secuencia en Selva Alegre comprende 150 m de calizas, intercaladas con areniscas y lutitas, que han sido recristalizadas en gran medida por los efectos metamórficos de contacto del Batolito de Apuela y en algunos lugares se observan pequeños horizontes de skarn portadores de sulfuros.

La correlación de las calizas de Hualchán y Selva Alegre con la Caliza Unacota sugiere que la Unidad El Laurel es en parte equivalente en tiempo al Grupo Angamarca de Hughes y Bermúdez (1997), quienes reportan la presencia de lodolitas silíceas, limolíticas, de estratos delgados, color gris, cizalladas y lodolitas turbidíticas de la Formación Apagua, las cuales también han proporcionado una fauna del Eoceno Medio a Tardío (Egüez y Bourgois, 1986). Estos sedimentos se interpretan como depósitos en las partes bajas de un abanico submarino, y la ausencia de material más grueso en la Unidad El Laurel puede reflejar una posición más distal en el abanico que los sedimentos equivalentes en edad más al sur.

3.14 Unidad Silante (EO_{SI}) (DGGM, 1978)

3.14.1 Distribución

La secuencia sedimentaria de la Unidad Silante ocurre en un cinturón de orientación N-S limitado al este por rocas de las Unidades Pallatanga, Natividad y Yunguilla y, al oeste por la Unidad Pilatón. La unidad se extiende desde el límite sur del mapa hacia el norte hasta el Río Mira. La sección principal se observa en la carretera Calacalí-Nanegalito [7683-00856], mientras que otras secciones fueron cartografiadas en las carreteras al norte de Loma La Liberia [7730-00115, 7723-00089] y en el Río Mira en Tercer Paso [8147-00738].

3.14.2 Edad

Dos muestras de lodolitas del área del mapa actual han proporcionado faunas de foraminíferos diagnósticos para la Unidad Silante, cuya edad estaba previamente poco restringida. Una muestra contenía los foraminíferos *Bulimina secaensis*, *Globigerina angiporoides*, *Globorotalia munda*, una fauna que indica que la muestra no es más antigua que el Eoceno Medio o Tardío y, en realidad podría tener una edad temprana del Oligoceno. La segunda muestra presentó un solo espécimen de *Neouvigerina chirana*, una especie reportada en rocas de edad Eoceno en Ecuador y Perú (Wilkinson, 1998b, Anexo 2).

3.14.3 Facies

Hughes y Bermúdez (1997) informan que los afloramientos entre Calacalí y Nanegalito son más continuos y frescos que las del área tipo, que se encuentra justo al sur del área actual del mapa [Quebrada Bomboli 7570-9950], y la siguiente descripción de esta sección se toma de su informe. Notaron que la secuencia tiene tres componentes que se pueden mapear en la sección. Al este, en el contacto con la Unidad Yunguilla [7683-00009], hay una secuencia de brechas y conglomerados caóticos, no clasificados, soportados por matriz y compuestos principalmente por clastos ígneos feldespáticos en una matriz arenosa feldespática. Más al oeste, el componente medio es una secuencia de estratos rojos, que consiste en limolitas rojo-marrón, areniscas de grano fino y brechas, con posibles caliches de carbonato pedogénicos al menos en un horizonte. El tercer componente, que forma la mayor parte de la secuencia, consiste en areniscas "típicas" de Silante y comprende principalmente areniscas cuarzosas ricas en líticos que a menudo contienen abundantes minerales ferromagnesianos (piroxenos y anfíboles) y horizontes probables tipo placer ricos en magnetita.

Dentro de la unidad dominada por areniscas a lo largo de la carretera Calacalí-Nanegalito en [7646-00038], hay una secuencia de 3 m de arcillolitas laminadas paralelas de color amarillo-blanco que contienen hojas de angiospermas bien preservadas. Estos estratos pueden ser lacustres, pero claramente son de origen terrestre. A lo largo de la misma carretera en [7615-00029], las areniscas tobáceas que contienen clastos líticos aplanados indican un volcanismo explosivo contemporáneo probablemente subaéreo.

El afloramiento expuesto en la carretera Otavalo-Selva Alegre [7833-00302] muestra una transición desde una secuencia de areniscas finas bien estratificadas, lodolitas moradas y conglomerados en el este hacia tobas y areniscas volcanoclásticas, ricas en clastos de lavas feldespáticas, más al oeste. La secuencia está en contacto fallado tanto con la Unidad Yunguilla al este como con la Unidad Pilatón al oeste, siendo la Unidad Silante altamente tectonizada hacia estos contactos.

Una secuencia de conglomerados en contacto fallado con basaltos almohadillados de la Unidad Pallatanga y que contiene clastos de chert, lavas feldespáticas y "rocas verdes" está expuesta en el puente que cruza el Río Mira en Tercer Paso [8147-00738]. Estos conglomerados fueron interpretados por Van Thournout (1991) como parte de la Formación Chota; sin embargo, debido a su naturaleza más indurada y su matriz oxidada, aquí se consideran parte de la Unidad Silante.

El ambiente deposicional de la Unidad Silante fue caracterizado por Hughes y Bermúdez (1997), cuya evidencia de horizontes pedogénicos, desarrollo extenso de estratos rojos y la preservación de fósiles de hojas de angiospermas dentro de sedimentos lacustres laminados son indicadores de sedimentación continental no marina. Sin embargo, la presencia de foraminíferos (ver más arriba) indica que al menos parte de la Unidad Silante fue depositada en un ambiente salobre/estuarino o posiblemente completamente marino. El alto porcentaje de depósitos de flujos en masa dentro de la secuencia puede indicar deposición dentro de abanicos aluviales, un ambiente sedimentario comúnmente asociado con valles activos limitados por fallas, como los asociados con la falla de San Andrés en California. La Unidad Silante contiene numerosos clastos volcánicos de andesitas feldespáticas predominantes, y los granos euhedrales de feldespatos, piroxenos y anfíboles son comunes en la matriz sedimentaria (Lámina 9). Las lavas supuestamente intercaladas de la "Unidad Tandapi" (Kehrer y van der Kaaden, 1979; Egüez, 1986) son de composición calcoalcalina y presumiblemente se derivaron de la misma fuente que el material volcánico en los sedimentos.



Lámina 9. Conglomerados de la Unidad Silante aflorando en el Río Nieto [7720-00233]

3.15 Unidad Tortugo (E_{To}) (Boland et al., 2000)

3.15.1 Distribución

Esta nueva unidad de rocas sedimentarias se encuentra al oeste de la falla Toachi y los afloramientos han sido registrados desde el Río Guayllabamba hasta el norte en la carretera Salinas-Lita. La unidad está definida desde el área alrededor de la confluencia de los ríos Tortugo y Cajones con el Río Guayllabamba [7272-00255], pero también aflora ampliamente en varios valles de ríos que drenan hacia el sur en el Guayllabamba, como el Mandariyacu [7345-99322], el Verde Chico [7403-00314] y el Naranjal [7253-00289]. Más al norte, la sección principal de la unidad se observa en el Río Lita, junto al camino que va de Lita al caserío de Cristal [7865-00816].

A lo largo de su margen oriental, la Unidad Tortugo está en contacto fallado a lo largo de la falla Toachi con la Unidad Mulaute en el sur y la Unidad Pilatón más al norte. Las rocas de Tortugo yacen sobre la Unidad Naranjal con un contacto sedimentario aparente, aflorando una ventana de basamento de Naranjal a través de esta cubierta suprayacente en el área del Río Verde, y a su vez, la Unidad Tortugo está sobrepuesta por la Unidad San Juan de Lachas. Finalmente, la unidad limita el afloramiento de la Unidad La Cubera, tanto al este como al oeste, sugiriendo una posible relación de cabalgamiento entre las dos secuencias.

3.15.2 Edad

Se indica una edad del Eoceno Medio a Tardío (50-35 Ma) para la Unidad Tortugo por los foraminíferos planctónicos *Globigerinatheka index* y *Globigerina eocaenica*, junto con los bentónicos *Asterigerinoides crassaformis*, *"Anomalina" chirana* y *Lenticulina caroliniana* recolectadas de la Unidad Tortugo expuesta en el Río Guayllabamba [7275-00236] (Wilkinson, 1998a, Anexo 2).

3.15.3 Facies

Los afloramientos en el Río Guayllabamba y sus tributarios en la margen norte están compuestos por areniscas masivas de grano grueso a medio, en algunos lugares grano-soportadas, con intercalaciones de limolitas y lodolitas grises de hasta 1 m de espesor. Los sedimentos de color gris-verdoso están silicificados. En sección delgada, los sedimentos son ricos en feldespatos subredondeados a subangulares. Los litoclastos consisten principalmente en lavas riolíticas con texturas bandeadas de listones de feldespato. Se presentan fragmentos de augita y anfíbol, pero la composición de la roca está dominada por granos de feldespatos saussuritizados y cantidades variables de clorita y epidota en la matriz de la roca.

Una secuencia similar expuesta en el Río Lita, donde cruza el camino de Lita a Cristal [7865-00816], está compuesta por areniscas masivas, silicificadas, de color gris claro y limolitas intercaladas que contienen clastos redondeados de lavas moradas y verdes. En los ríos Toctemi [7893-00794] y San Francisco [7842-00748], estas areniscas están cubiertas por areniscas con menos silicificación y ricas en anfíboles de la Unidad San Juan de Lachas.

La asociación de areniscas de grano grueso, de color verde, grano-soportadas, con lodolitas de hasta 1 m de espesor sugiere una deposición en un ambiente marino, probablemente de flujos gravitacionales, pero también posiblemente en un ambiente deltaico. Petrográficamente, los sedimentos indican derivación de una fuente volcánica activa, con lavas feldespáticas frescas dominando la población de clastos y granos angulares de feldespato, piroxeno y anfíbol presentes en la matriz de arenisca.

3.16 Unidad Zapallo (E_Z) (Boland et al., 2000, ver Bristow y Hoffstetter, 1977)

3.16.1 Distribución

Esta unidad se encuentra al oeste del área del mapa y marca el límite occidental del basamento de edad Cretácica. La Unidad Zapallo consiste en las Formaciones Zapallo y Santiago previamente definidas. Éstas se incluyen en una sola unidad en este estudio porque las dos Formaciones configuran un rasgo prominente único, visible tanto en imágenes satelitales como en fotografías aéreas, que se utilizó para extrapolar los límites hacia el norte y hacia el sur desde el área donde se había mapeado la unidad. Sin embargo, no se pudo observar un límite entre las dos Formaciones en las imágenes satelitales/fotografías aéreas, ni se pudo demostrar en el campo la discordancia previamente reportada entre las Formaciones Zapallo y Santiago (Bristow y Hoffstetter, 1977).

Las mejores secciones de la unidad se observaron en varias quebradas cruzadas por el camino que accede al Río Bravo [7314-00678], y también en las exposiciones vistas más al norte a lo largo del Río San Miguel [7456-00733].

3.16.2 Edad

Geólogos de compañías petroleras que trabajaban en la Cuenca de Borbón en la década de 1940 definieron la “Formación Zapallo” y la información sobre la unidad se resume en el Léxico Estratigráfico (Bristow y Hoffstetter, 1977). La unidad contiene una microfauna abundante, rica en foraminíferos, que indica una edad consistente de Eoceno Medio superior a Eoceno Superior inferior. El mismo trabajo en la década de 1940 definió la denominada Formación Santiago, también descrita en el Léxico Estratigráfico, como una unidad conglomerática basal que pasa hacia arriba a calizas y areniscas calcáreas. La edad de esta Formación se determinó como Eoceno Medio a Eoceno Superior. Por lo tanto, la edad de la Unidad Zapallo es de Eoceno Medio a Eoceno Superior.

3.16.3 Facies

La Unidad marina Zapallo consiste en una unidad conglomerática basal generalmente masiva, con un leve a moderado buzamiento, que pasa hacia arriba a través de areniscas masivas hasta una secuencia de lodolitas en estratos delgados y areniscas de grano fino. Los conglomerados están compuestos por clastos redondeados, de hasta 30 cm de diámetro, de una lava de color rojo-marrón altamente vesicular dentro de una matriz arenosa de grano grueso y color verde. En sección delgada, los clastos contienen fenocristales de feldespato y piroxeno y vesículas llenas de clorita, y composicionalmente son muy similares a las lavas de la Unidad Naranjal que están expuestas en el Río San Miguel en [7432-00744]. La relación discordante entre la Unidad Zapallo y el basamento subyacente está mejor definida en el Río San Miguel [7446-00739], donde se puede ver una relación consistente entre exposiciones de lavas de la Unidad Naranjal en el río, pasando hacia arriba a lo largo de los lados del valle hacia conglomerados masivos.

Los conglomerados pasan hacia el oeste a una secuencia de areniscas masivas, similares en composición a la matriz del conglomerado, y luego en una gruesa secuencia de lodolitas a limolitas de color beige altamente meteorizadas y en capas delgadas, que forman los escarpes de inclinación prominente vistos en las fotografías aéreas.

3.17 Unidad San Juan de Lachas (OM_{SJL}) (Salazar, 1981)

3.17.1 Distribución

La unidad fue definida por primera vez por Salazar (1981) y su extensión fue posteriormente definida por el trabajo de Van Thournout (1991). La unidad, que consiste en brechas y, lavas y sedimentos intercalados, se encuentra principalmente en el norte del área del mapa actual, con afloramientos tanto al norte como al sur del Río Mira [8052-00846 a 7968]. Se ha identificado un afloramiento aislado más al sur cerca del Río Guayllabamba, principalmente basado en edades de trazas de fisión del Oligoceno (Anexo 4) (ver abajo). Buenas secciones se pueden ver en las carreteras tanto al norte como al sur del Río Mira entre La Carolina y Parambas [7987-00906] y también en el Río San Francisco [7825-00778]. El límite entre las unidades San Juan de Lachas y las unidades subyacentes se expone en los caminos entre La Carolina y Urbina [8012-00836] y Cachaco y Getsemaní [7943-00877], pero en otros lugares ha sido mapeado principalmente a partir de fotografías aéreas.

3.17.2 Edad

No se han determinado edades de fósiles para esta unidad, pero Van Thournout (1991) propuso una edad del Oligoceno basada en una única determinación K-Ar de 32.6 Ma para un dique con hornblenda que intruye una secuencia de lavas y aglomerados de composición similar. Dos muestras recogidas durante el presente proyecto de una unidad con hornblenda, aflorando cerca de San Juan de Lachas [7948-00905, 8023-00875], dieron edades K-Ar de 36.3 ± 2 Ma y 19.8 ± 3.1 Ma respectivamente, mientras que dos muestras de tobas cristalinas con plagioclasa recolectadas del Río Guayllabamba [7319-00241, 7338-00253] dieron edades de trazas de fisión de 23.5 ± 1.5 Ma y 24.5 ± 3.1 Ma (Anexo 4). Por lo tanto, las edades determinadas durante el proyecto actual apoyan un rango de edad del Oligoceno al Mioceno Temprano para la unidad.

3.17.3 Facies

La unidad San Juan de Lachas se caracteriza por brechas masivas matriz-soportadas con intercalaciones ocasionales de lavas y areniscas. Las brechas contienen clastos subangulares de lavas púrpura-rojizas, con fenocristales de plagioclasa, en una matriz verde rica en feldespato [8075-00854]. Los clastos, que tienen hasta 5 cm de tamaño, son generalmente andesíticos en composición, con fenocristales tanto de feldespato como de anfíbol [ver sección delgada M5-368] (Lámina 10).

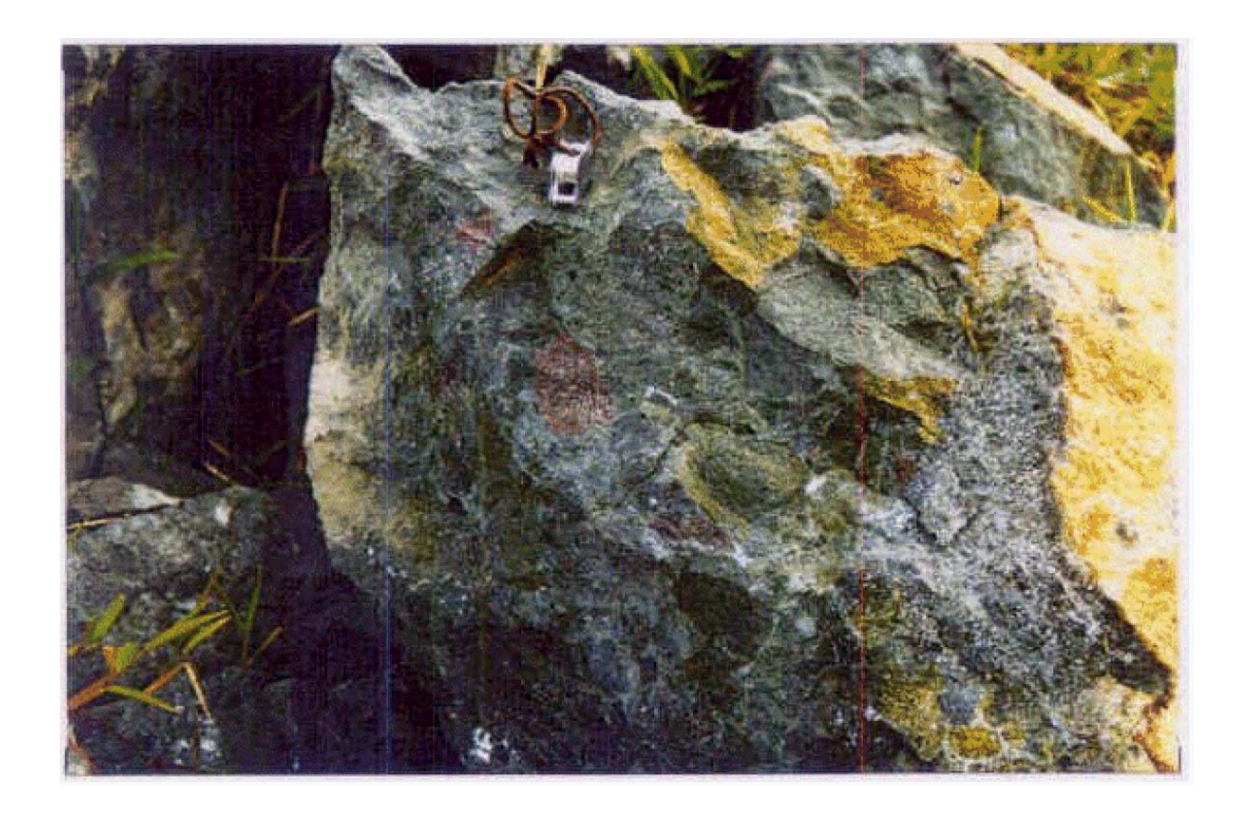


Lámina 10. Clastos riolíticos feldespato-fíricos dentro de las brechas de la Unidad San Juan de Lachas [8004-00907]

Andesitas intercaladas están expuestas a lo largo de la carretera Salinas-Lita [7949-00905], y en sección delgada se observa feldespatos euhedrales y agregados de anfíbol en una matriz de listones de feldespato orientados por flujo. Unos cientos de metros más al este a lo largo de la carretera, se expone un intrusivo rico en hornblenda, datado en 36.23 ± 2.0 Ma. Aunque no se observa una relación clara de corte entre el intrusivo y la roca caja, la similitud composicional entre éste y las lavas de la Unidad San Juan de Lachas sugiere que es coetáneo y probablemente representa un cuerpo intrusivo de alto nivel. Van Thournout (1991) describe una mayor ocurrencia de lavas andesíticas ricas en hornblenda en el área de San Juan de Lachas que fueron identificadas durante el presente estudio.

Los sedimentos silíceos intercalados dentro de la secuencia son generalmente masivos, y son composicionalmente idénticos a la matriz de las brechas. Están compuestos por cuarzo de grano fino y clorita, y a menudo son ricos en calcita. La presencia de clastos redondeados ricos en feldespato/anfíbol dentro de las unidades clásticas más gruesas [8010-00878] puede sugerir retrabajamiento.

La naturaleza horizontal del contacto entre las rocas subyacentes y la Unidad San Juan de Lachas se refleja en la topografía, por ejemplo, en la colina al oeste de La Carolina [8052-00831]. Este contacto particular entre las unidades Pilatón y El Laurel y las brechas masivas suprayacentes de la Unidad San Juan de Lachas está expuesto a lo largo del camino entre La Carolina y Urbina [8045-00828].

La secuencia expuesta en el sur, cerca del Río Guayllabamba, consiste en lavas con plagioclasa-fíricas de color morado y tobas cristalinas con brechas y areniscas asociadas.

Se analizó una muestra, M5-334, de la Unidad San Juan de Lachas para geoquímica de roca total (Anexo 3). La muestra se clasifica como calco-alcalina en composición en el diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971), y se encuentra en el campo del arco continental en el diagrama Zr/Y versus Zr de Pearce (1983) y en el diagrama Zr-Th-Nb de Wood (1980). Estos datos apoyan la interpretación de Van Thournout (1991), quien también correlacionó la unidad San Juan de Lachas con las lavas de Tandapi de Egüez (1986), sugiriendo así que la deposición de la Unidad Silante fue al menos en parte contemporánea con este volcanismo de margen continental.

3.18 Formación Playa Rica (O_P) (Olsson, 1942)

3.18.1 Distribución

Esta Formación, originalmente definida por Olsson (1942), se encuentra en el borde occidental del mapa, su contacto con la Unidad Zapallo subyacente es considerado como el límite occidental del área de estudio. Este contacto ha sido mapeado exclusivamente a partir de imágenes satelitales. Trabajos previos reportan que la unidad yace en discordancia sobre la Unidad Zapallo, y esto es respaldado por una aparente relación de sobreposición en las imágenes satelitales.

3.18.2 Edad

La Formación es de edad del Oligoceno Inferior al Mioceno Inferior (Bristow y Hoffstetter, 1977).

3.18.3 Facies

Afloramientos de lutitas horizontales de color marrón a negro, que corresponden a descripciones previas de la Formación Playa Rica, fueron observados a lo largo del Río Cayapas y Río San Miguel [por ejemplo, 7332-00806], y estas localidades se han utilizado para fijar la posición del límite en las imágenes satelitales.

3.19 Formación Chota (M_{Ch}) (Bristow y Hoffstetter, 1977)

3.19.1 Distribución

La Formación Chota aflora a lo largo de los márgenes del río Chota [8240-00550] y también como un *outlier* al oeste de Estación Carchi [8185-00668], donde se pueden ver exposiciones en la carretera Ibarra-San Lorenzo. Esta Formación está descrita en el Léxico Estratigráfico (Bristow y Hoffstetter, 1977) y también por Van Thournout (1991).

3.19.2 Edad

Aunque no se ha reportado un conjunto diagnóstico de fósiles de esta Formación, Van Thournout (op. cit.) asigna una edad del Mioceno. Van Thournout también asigna las rocas que afloran al oeste de Estación Carchi [8185-00668] a una unidad que él denomina Unidad Ponce, que interpreta como la continuación occidental de la Cuenca Chota. Sin embargo, en el presente proyecto, estas rocas se designan a la Formación Chota, para indicar su equivalencia con las secuencias al este.

3.19.3 Facies

La sección principal de esta Formación está expuesta en la carretera Ibarra-San Lorenzo [8185-00668 a 8173-00693], donde una secuencia de areniscas grises masivas está en contacto fallado con rocas de la Unidad Yunguilla al este. Van Thournout (op. cit.) reporta contactos discordantes entre la Formación Chota y el “basamento cretácico” subyacente, aunque estos no fueron observados en el presente estudio. Más al oeste a lo largo de la carretera, la secuencia está dominada por conglomerados masivos, matriz-soportada, con clastos bien redondeados de lutitas, cherts y granitoides. Algunos de los clastos de granitoides están débilmente foliados. Se intercalan capas de limolita y arcillita dentro de la secuencia.

La secuencia, aunque presenta una semejanza superficial con la Unidad Silante, se distingue por su matriz menos indurada, composición de clastos diferente (presencia de numerosos clastos de granitoide, ausencia de material volcánico plagioclasa-fírico) y ausencia de estratos rojos.

3.20 Depósitos del Mioceno a Holoceno

Un mapeo detallado de los depósitos volcánicos del Mioceno al Holoceno, que dominan la parte oriental del área del mapa, fue realizado por el Ing. Bernardo Beate. Una descripción de estas rocas, que incluyen los principales centros volcánicos de Cayambe, Imbabura, Cuicocha y Pululahua (Lámina 11), se presenta en el Anexo 1.



Lámina 11. Domos y cráter dacítico del centro volcánico Pululahua en el fondo, las ignimbritas relacionadas cubren el valle en el medio y el primer plano

Al oeste del área mapeada por el Ing. Beate, pocos intentos se han realizado para subdividir los depósitos Cuaternarios. La extensión de estos depósitos ha sido mapeada en gran parte a partir de fotografías aéreas y las clases composicionales pueden haber sido asignadas basadas en observaciones de campo limitadas.

3.20.1 Volcánicos cuaternarios indiferenciados

Esta clasificación incluye todas las rocas de origen volcánico y aparentemente de "edad joven" mapeadas en la parte occidental del área. Incluye lavas dacíticas y andesíticas, tobas feldespáticas y ceniza volcánica, y abarca aquellos depósitos donde no ha sido posible una correlación directa con la estratigrafía detallada establecida para las secuencias volcánicas en el este.

3.20.2 Depósitos de terraza y aluviales

Aluviones holocénicos ocurren a lo largo de muchos valles de ríos y son el producto de la deposición de sistemas fluviales modernos. El término "depósitos de terraza" se ha utilizado donde las observaciones de campo muestran que un depósito tiene un origen genético mixto, por ejemplo, sedimentos depositados por lahares y sistemas fluviales modernos. Depósitos extensos de este tipo ocurren en asociación con el Río Guayllabamba y el Río Apuela en el sur del área del mapa y entre el Río Mira y la frontera con Colombia en el norte.

Se puede observar un importante depósito aluvial adyacente a San Miguel de Los Bancos [7345-00030], extendiéndose desde 0.3°S hacia el norte hasta Cristóbal Colón [7052-000508], donde el aluvión marca el límite sur de la Cordillera Toisán. El sistema de terrazas representa la amalgamación de depósitos relacionados con varios ríos diferentes, incluyendo en el área de este mapa los ríos Guayllabamba, Blanco y Jordán. Los depósitos de terraza asociados con uno de estos ríos tributarios, el Río Apuela, se muestran en la Lámina 12. Los sedimentos transportados por muchos de estos ríos provienen principalmente de los centros volcánicos cuaternarios ubicados a lo largo del margen oriental de la Cordillera Occidental. Se ha reportado que los depósitos de terraza tienen hasta 1000 m de espesor (BGS-CODIGEM, 1993).



Lámina 12. Depósitos de terraza estratificados con 200 m de espesor, Río Apuela

4. ROCAS INTRUSIVAS

4.1 Batolito de Santiago

El mapa geológico de Ecuador (BGS-CODIGEM, 1993) muestra dos grandes batolitos que ocupan la parte occidental del área del mapa actual. Los batolitos fueron identificados originalmente por la Misión Belga, en gran parte a partir de fotografías aéreas, y fueron denominados batolitos Santiago y Cayapas en referencia a las cuencas de los ríos en los que se encuentran. El estudio de campo actual ha confirmado la existencia del Batolito de Santiago y ha refinado considerablemente el control sobre su extensión. Sin embargo, numerosos recorridos más al sur han mostrado que el batolito de Cayapas no existe en la forma mostrada en el mapa geológico nacional. Se encontraron bloques de granitoide con hornblenda-biotita, de composición similar al Batolito de Santiago, en el Río Tigre [7313-00633], lo que sugiere que puede existir un intrusivo de extensión limitada en las cabeceras de este río, aunque nunca se vio un afloramiento.

El Batolito de Santiago principal forma un cuerpo intrusivo continuo con una extensión de aproximadamente 30 km de norte a sur y 10 km de este a oeste, mientras que se observan varios intrusivos relacionados más pequeños en el Río Baboso [7839-00984] y en Cachaco [7912-00915]. La intrusión tiene grano medio a grueso, de composición granodiorítica a tonalítica, compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, hornblenda y biotita. Las biotitas muestran cierta sustitución por clorita. Se observa corneanización de la roca caja adyacente tanto a las intrusiones de Baboso como de Cachaco, la primera intruye a la Unidad Naranjal y la segunda de los sedimentos de la Unidad Tortugo.

Se ha llevado a cabo un análisis geoquímico de roca total en tres muestras, dos del Batolito de Santiago principal y una del plutón relacionado de Cachaco. En un gráfico de Rb versus Y+Nb, las tres muestras se encuentran en el campo de arco volcánico (Figura 27), mientras que la muestra M5-441 se encuentra en el campo calco-alcalino en un gráfico de Na_2O+K_2O versus SiO_2 (Figura 28), y en el campo meta-aluminoso de Maniar y Piccoli (1989) (Figura 29). Los granitoides calco-alcalinos y meta-aluminosos están normalmente asociados con arcos continentales. En un gráfico de Rb/Zr versus Nb, utilizado por Brown et al. (1984) para distinguir la madurez del arco, todas las muestras se encuentran en el campo de arcos primitivos de arcos insulares y continentales. Sin embargo, se debe tener cuidado en la interpretación de este diagrama, ya que fue construido para rocas con contenidos de sílice entre el 66% y 75%, mientras que el Batolito de Santiago y los cuerpos relacionados tienen contenidos de SiO_2 de 54% a 59%.

Cuatro muestras del Batolito de Santiago principal y una de cada una de las intrusiones relacionadas de Baboso y Cachaco fueron datadas mediante el método K-Ar (Anexo 4). Las muestras de Santiago arrojaron una serie de edades de 44.6 ± 2.2, 41.9 ± 2.1, 38.2 ± 1.9 y 35.8 ± 1.8, mientras que las intrusiones de Baboso y Cachaco fueron datadas respectivamente en 42.4 ± 2.1 y 34.7 ± 1.7 Ma. La edad K-Ar obtenida para la intrusión de Baboso concuerda bien con la de 42.3 ± 1.7 Ma previamente publicada por Van Thournout (1991) y el rango de edades, del Eoceno Medio al Eoceno Tardío, probablemente refleja la naturaleza multifásica de las intrusiones, una sugerencia que fue planteada por primera vez por Van Thournout para explicar las variaciones petrográficas observadas dentro del batolito.

En términos regionales, el Batolito de Santiago y el plutón de Baboso parecen ser más antiguos que la mayoría de las intrusiones tipo I datadas más al sur en la Cordillera, como por ejemplo la granodiorita Río Hugshatambo datado en 38.09 ± 0.39 Ma (Hughes y Bermúdez, 1997) o la granodiorita Echeandía de 25.6 ± 0.3 Ma (McCourt et al., 1997), pero son muy similares en edad a una serie de granitoides tipo I mapeados por McCourt et al. (1991) en el suroeste de Colombia.

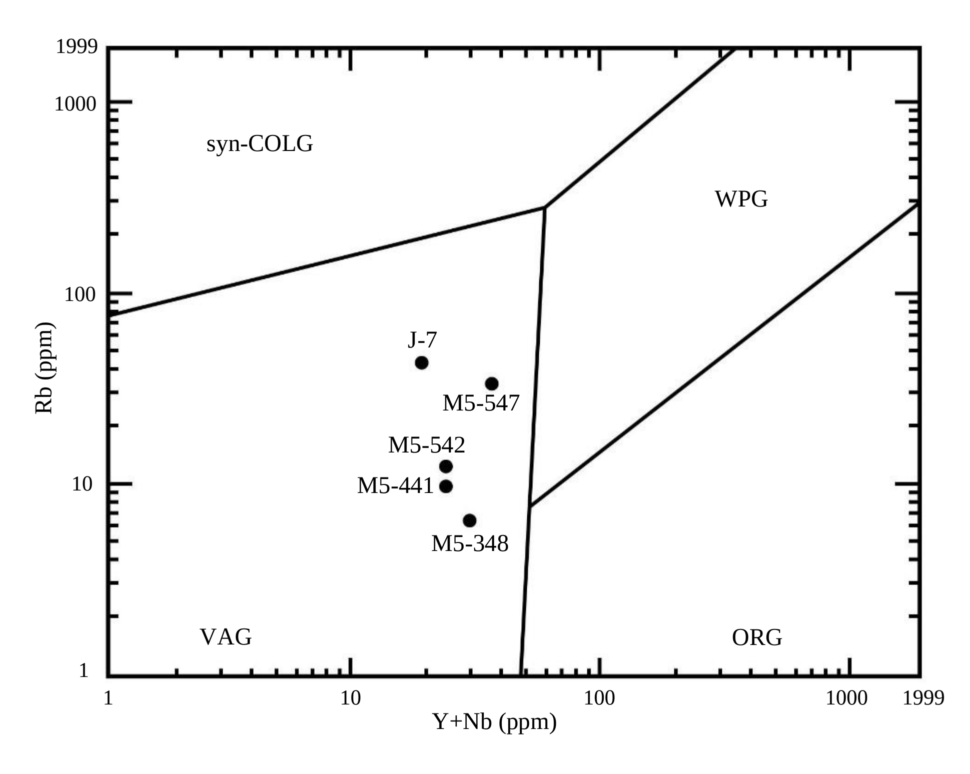


Figura 27. Muestras de los granitoides Santiago y Apuela en el diagrama de discriminación de ambiente tectónico de Pearce et al. (1984)

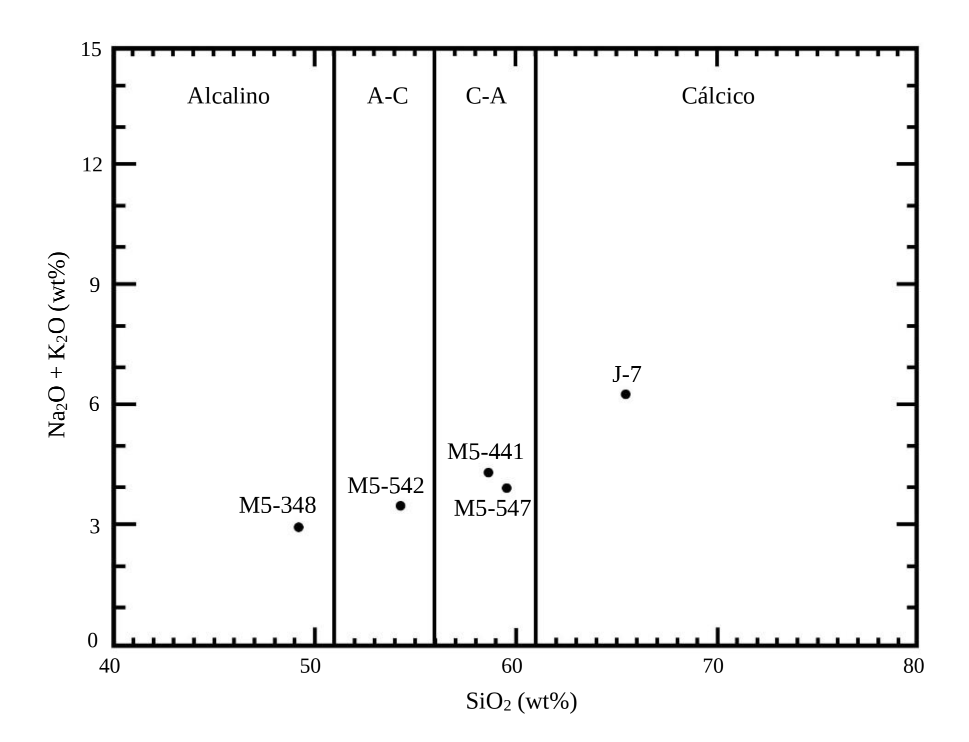


Figura 28. Muestras de los granitoides Santiago y Apuela en el diagrama de discriminación de granitos de Peacock (1931)

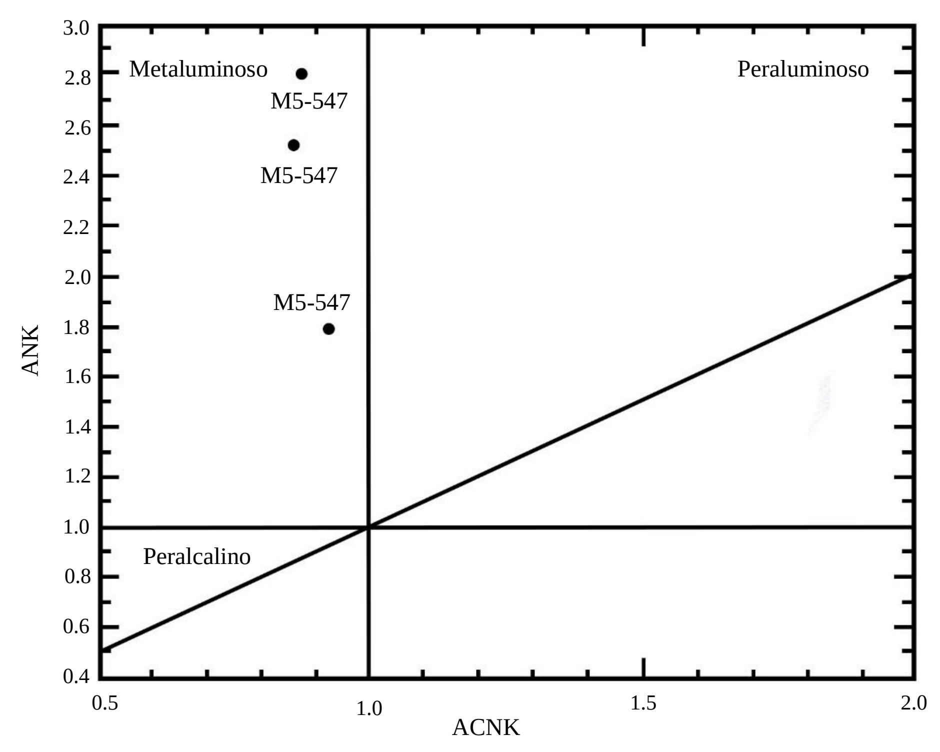


Figura 29. Muestras de los granitoides Santiago y Apuela en el diagrama de discriminación de granitos de Maniar y Piccoli (1989)

4.2 Batolito de Apuela

El Batolito de Apuela es una intrusión elongada en dirección norte-sur, de 50 km de longitud y 10-20 km de ancho, que corta las fallas de Toachi e intruye las Unidades de Mulaute y Pilatón al este y la Unidad de Naranjal al oeste. También se mapearon varios cuerpos intrusivos más pequeños, probablemente asociados, siendo el más grande la intrusión de La Merced. El Batolito de Apuela se observa metamorfizando las unidades Pilatón y Mulaute, con biotitas metamórficas sobrecreciendo clivajes relacionados con el cizallamiento en ambas unidades.

El Batolito de Apuela principal es una tonalita/cuarzodiorita de grano grueso a medio con hornblenda y biotita. También se reporta augita y esfena en la intrusión. Una muestra del batolito principal dio una edad de 16.5 ± 1.1 Ma (Mioceno Temprano), mientras que la intrusión de La Merced fue datada en 15.6 ± 1.1 Ma (Mioceno Medio). Edades similares han sido reportadas para granitoides tipo I más al sur en la Cordillera, como por ejemplo la intrusión de Río Quindigua datada en 14.8 ± 0.14 Ma (McCourt et al., 1997).

En los diversos diagramas de discriminación mostrados en las Figuras 27 a 29, el Batolito de Apuela se presenta como un granitoide de arco volcánico cálcico, meta-aluminoso. En el diagrama de discriminación de madurez de arcos de Brown et al. (1984), la muestra se posiciona hacia el campo normal del arco continental.

4.3 Otras intrusiones

Se mapearon dos intrusiones gabroicas dentro de la Unidad de Naranjal; un cuerpo pequeño expuesto en el Río Naranjal [7277-00328] y una intrusión mayor mapeada al sureste del Río Canandé [7191-00523]. La primera fue datada por K-Ar en 47.2 ± 2.4 Ma (Anexo 4).

Una diorita de hornblenda débilmente deformada se expone al norte del Río Blanco, justo al sur de San Miguel de Los Bancos. Por razones petrográficas, la intrusión parece ser similar a la intrusión foliada mapeada inmediatamente al sur del área del mapa actual en Dos Ríos, cuya edad se ha utilizado para determinar la edad de la zona de cizallamiento de Mulaute (Hughes y Bermúdez, 1997). Sin embargo, la intrusión de Río Blanco arrojó una edad K-Ar de 28.7 ± 3.2 Ma (Anexo 4), considerablemente más joven que los 48.28 ± 0.55 Ma de la intrusión foliada de Dos Ríos. La intrusión de Río Blanco está epidotizada y por lo tanto la edad determinada para la intrusión puede estar reseteada.

A lo largo de la frontera colombiana se expone una intrusión porfídica rica en biotita en el camino entre Chical y Maldonado [8147-01037]. La intrusión está muy meteorizada y Van Thournout (1991) interpretó gran parte de la alteración como representando un efecto hidrotermal magmático tardío. La datación K-Ar de las fases de biotita y plagioclasa dio una edad del Mioceno Tardío de 7.5 ± 0.4 Ma (Anexo 4).

5. ESTRUCTURA

5.1 Fallas

Los límites entre las unidades principales son fallados; solo las unidades más jóvenes del Eoceno al Mioceno, como San Juan de Lachas, Zapallo y Chota, conservan contactos sedimentarios originales con las unidades subyacentes. El patrón de afloramiento de las unidades principales está controlado por una serie de fallas mayores con rumbo NE-SW. La naturaleza fallada de los contactos a menudo se indica por zonas anchas de deformación predominantemente frágil [por ejemplo, en 7832-00286] donde fracturamiento intenso, en algunos lugares asociado con ventas de calcita, ocurre dentro de la Unidad Silante hasta 200 m desde su contacto con Pallatanga. La deformación cataclástica da lugar al desarrollo de gouge y brechas de falla a lo largo de estos contactos. También están presentes un conjunto conjugado de fallas con rumbo E-W, marcadas en el campo por zonas altamente tectonizadas que cortan el rumbo regional.

Varios sistemas de fallas regionales identificados más al sur en la cordillera, como la Falla Pallatanga que marca el límite estructural oriental de la Cordillera Occidental (McCourt et al., 1997), se pueden rastrear hasta la actual área del mapa. El sistema de fallas Pallatanga, que representa la extensión meridional de la Falla Cali-Cauca-Patía de Colombia (McCourt et al., 1984), se presenta como una serie de fallas con rumbo NE-SW expuestas en los caminos hacia Nanegalito y Yunguilla, al oeste de Calacalí.

Más al oeste, el límite entre la Unidad Mulaute y las secuencias cordilleranas más occidentales se interpreta como la continuación hacia el norte de la Falla Toachi-Toacazo mapeada al sur (Hughes y Bermúdez, 1997). La interpretación de una falla con rumbo NE-SW a lo largo de este contacto se basa principalmente en la existencia de una estructura similar hacia el sur, que marca el límite occidental tanto de la Unidad Mulaute como de la amplia zona de deformación dúctil dentro de las Unidades Mulaute y Pilatón.

Una falla frágil con rumbo E-W yace a lo largo del Río Canandé marca el contacto entre los sedimentos de la Unidad Río Desgracia al norte y las rocas ígneas de la Unidad Naranjal. La falla se muestra como parte de la Falla Sabaleta en el mapa tectónico nacional a escala 1:1000000, y termina al este contra la Falla Esmeraldas. La importancia de esta estructura aún no está clara, las rocas ígneas vistas al norte de la falla se interpretan en este estudio como parte de la Unidad Naranjal. Sin embargo, se necesitan más investigaciones geoquímicas para determinar si estas rocas ígneas están relacionadas con las secuencias de la supuesta Piñón expuestas en Tabuga en la costa de Manabí (BGS-CODIGEM, 1993).

5.2 Zonas de cizalla

Se han identificado dos zonas principales de deformación dúctil en el área actual del mapa. La primera representa la continuación hacia el norte de la zona de cizalla Mulaute identificada por primera vez por Hughes y Bermúdez (1997) desde el área inmediatamente al sur del mapa actual. Esta zona, que tiene un rumbo NE-SW, comprende un cinturón occidental de “pizarras” de hasta 8 km de ancho de desarrollo continuo de clivaje penetrante en lodolitas y limolitas generalmente de grano fino de la Unidad Mulaute. Las lineaciones de estiramiento son subhorizontales y los indicadores cinemáticos muestran un sentido dominante de desplazamiento dextral. Más al este, en los sedimentos de grano más grueso de la mitad oriental de las Unidades Mulaute y Pilatón, la deformación dúctil tiende a concentrarse en zonas discretas que están separadas por la roca caja no deformada. Sin embargo, los clivajes penetrantes, que en algunos lugares son miloníticos, están presentes en toda la Unidad Pilatón y, en el extremo este, adyacente al contacto con la Unidad Silante, se expone una zona de 1 km de ancho al norte del Río Guayllabamba [7688-00192]. Suponiendo que esta zona de cizalla se relaciona con el mismo episodio de deformación que produjo la zona de cizalla Mulaute, entonces el desarrollo del clivaje penetrante ocurre sobre una anchura transversal de 25 km.

Hughes y Bermúdez (1997) reportan una edad K-Ar de 48.28 ± 0.55 Ma para un mineral de hornblenda separado de una diorita foliada sintectónica, la intrusión Dos Ríos, que intruye en la zona de cizalla Mulaute al sur. Esta edad se interpreta como la representación de la edad de la deformación. No se observaron intrusiones deformadas en el área actual del mapa; sin embargo, la fábrica de la zona de cizalla está sobrecrecida por biotitas, las cuales se interpretan como relacionadas con el metamorfismo de contacto por el Batolito de Apuela, intruido a 16.5 ± 1.1 Ma.

Al norte del Río Guayllabamba, la zona de cizalla Mulaute está cortada por el Batolito de Apuela, y el principal "cinturón de pizarras" no se puede rastrear al norte de esto. Solo unos pocos afloramientos restringidos de la Unidad Mulaute ocurren al norte del batolito, las unidades que han sido vistas al oeste de la Falla Toachi, más al sur están en contacto con la Unidad Pilatón en lugar de Mulaute, al norte de la intrusión Apuela. Se observan fábricas de cizalla penetrativas dentro de la Unidad Pilatón y en algunos lugares se desarrollan débiles fábricas dextrales S-C [8111-00794].

La ausencia, al norte del Batolito de Apuela, tanto de la Unidad Mulaute como de la amplia zona de deformación asociada con su contacto con el terreno al oeste es problemática. La posición del límite entre la Unidad Pilatón y el terreno occidental visto al norte de la intrusión Apuela corresponde al contacto entre las unidades Pilatón y Mulaute más al sur. El paso hacia el este en este contacto podría reflejar una característica original de la colisión del terreno o una modificación posterior. La ausencia de deformación dúctil importante en el contacto del terreno hacia el norte sugiere que este podría no ser la zona original de colisión y que la Unidad Mulaute y la deformación relacionada podrían haber sido eliminadas por movimientos subsiguientes de desplazamiento de rumbo.

La zona de cizalla Naranjal [7370-00443] es una estructura previamente desconocida, que deforma las rocas ígneas de la Unidad Naranjal. La sección tipo de la zona de cizalla se observa en las partes nororientales del Río Naranjal y la zona también fue recorrida hacia el norte en los ríos Bravo [7463-00545] y Barbudo [7562-00614]. La zona está asociada con la ocurrencia de litologías ricas en anfíboles dentro de la Unidad Naranjal y estas rocas pueden rastrearse hasta el norte en el Río Conejales [7708-00605] donde no están deformadas. Se desarrolla un clivaje penetrante, en lugares "pizarroso" dentro de estas rocas ígneas, indicando altos niveles de deformación. El rumbo de la zona de cizalla Naranjal, que tiene hasta 2 km de ancho, cambia de NE-SW a lo largo del río Naranjal hacia E-W al norte del Batolito de Apuela. La zona no fue vista en las rocas de la Unidad Naranjal expuestas en el camino Salinas-Lita; sin embargo, se presenta un clivaje penetrante definido por listones de anfíbol en muestras recolectadas de un colgante de techo dentro del no-deformado Batolito de Santiago. Estas rocas pueden representar un nivel más profundo en la zona de cizalla preservada dentro del batolito, pero claramente muestran que la zona de cizalla precede al emplazamiento del Batolito de Santiago, cuya edad radiométrica más antigua es de 44 Ma.

En el Río Naranjal, el desarrollo del clivaje no es penetrativo en toda la secuencia, sino que ocurre en zonas discretas de hasta decenas de metros de ancho que pasan lateralmente a la roca caja no deformada. El rumbo del clivaje varía de N-S a NE-SW, lo que sugiere un conjunto anastomosado de zonas y, la rotación del clivaje desde los márgenes hacia las partes de mayor deformación de las zonas indica un sentido de movimiento dextral. No se vieron lineaciones de estiramiento dentro de la fábrica. En secciones delgadas, el protolito consiste en granos de anfíbol euhedrales, de hasta 3 mm de tamaño, dentro de una matriz de listones de anfíbol de grano más fino. Los anfíboles son actinolitas, pero no está claro si éstas son reemplazamientos después de anfíboles originales u otros. La deformación resulta en que esta mineralogía es reemplazada progresivamente por clorita y calcita, siendo el clivaje más fuerte definido por capas de clorita, con vetas de hierro anastomosadas y, lentes elongados, tipo augen, de calcita.

La continuación hacia el norte de la zona se puede observar en los ríos Bravo y Barbudo, la zona de deformación tiene un ancho transversal de 2 km en el Río Bravo. En ambas secciones, se observa que la zona está limitada por lavas no deformadas interpretadas como parte de la Unidad Naranjal y, por lo tanto, la zona de cizalla no parece representar un límite de terreno. Una muestra recogida del Río Barbudo (M5-908a) [7575-00609] presenta el clivaje más penetrativo observado en la zona, con crenulación extensional secundaria que desplaza el clivaje pizarroso, y con el desarrollo de peces de mica y clorita dentro del clivaje.

El rumbo de la zona de cizalla gira hacia una orientación E-W al norte del Batolito de Apuela, pero, aunque las distintivas lavas ricas en anfíboles asociadas con la zona fueron vistas más al este en el Río Conejales [7698-00608], estas rocas no estaban deformadas. Sin embargo, se observó un clivaje penetrativo en lavas dentro de un fragmento del Batolito de Santiago, exposiciones que yacen al noreste a lo largo del rumbo de la zona vista en el Río Naranjal. El clivaje en el colgante del techo está definido por anfíboles frescos, aciculares, de composición actinolita-hornblenda y biotitas marrones, el clivaje forma augens de feldespatos euhedrales. La fábrica refleja la deformación bajo condiciones de P-T más altas que en otros lugares y puede representar un nivel más profundo de la zona de cizalla, que ha sido traído con la intrusión. No está claro si la zona de cizalla consiste en una sola zona o se bifurca en zonas con orientaciones E-W y NW-SE al norte del Batolito de Apuela.

5.3 Pliegues

Los pliegues mesoscópicos no son visibles, pero a escala de afloramiento, la Yunguilla presenta pliegues tipo chevrón con planos axiales rectos y ejes ligeramente inclinados [8184-00656] (Lámina 6). Variaciones en el buzamiento del estrato sugieren la presencia de pliegues a mayor escala, sin embargo, la falta de patrones consistentes de buzamiento a gran escala, junto con la probable influencia local del arrastre de fallas, significa que los ejes de pliegue a gran escala no fueron definidos en el área de estudio actual.

6. MINERALIZACIÓN

La explotación mineral en el área está limitada principalmente a la extracción de oro y platino aluvial en los ríos que drenan el margen occidental de la Cordillera del Toisán y hacia la llanura costera. Estos depósitos aluviales fueron descritos por primera vez por Wolf (1879) y en el área mapeada se han reportado trabajos en los ríos Santiago, Cayapas, Bravo y Tigre. Actualmente, se están explotando comercialmente depósitos aluviales cerca de Playa de Oro [7460-00970] en el Río Santiago.

Mosquero (1949) reportó contenidos metálicos del Río Santiago de oro entre 0.8-3.31 g/m^3 y platino de 0.06 g/m^3 y del Río Mira de oro entre 0.89-4.15 g/m^3 y platino de 0.02-0.17 g/m^3. Beddoe-Stephens (1987) analizó platinoides recolectados del Río Camumbi, que se encuentra justo al oeste del área mapeada, y concluyó que su composición indicaba rocas fuente de composición máfica-ultramáfica pertenecientes a una suite ofiolítica. Basado en las proporciones de oro-plata del oro aluvial, Van Thournout (1991) concluyó que el oro detrítico fue derivado de dos fuentes diferentes; oro rico en plata indicativo de un ambiente epitermal de baja temperatura, mientras que el oro pobre en plata, rico en cobre, es indicativo de deposición a temperatura más alta, posiblemente asociada con metasomatismo relacionado con intrusión en un ambiente oceánico.

También se ha trabajado oro aluvial en el Río Chirapi, cerca de Pacto [7480-00158]. El oro, alojado en vetas de cuarzo que cortan la Unidad Pilatón, también ha sido explotado hasta hace poco en el área de Pacto y quedan varios accesos a este sistema de vetas [7471-00131].

Durante la década de 1980, la misión belga en colaboración con el INEMIN identificó varios prospectos minerales, los cuales se describen en el informe del proyecto (INEMIN, 1990). Dos de estos prospectos, Junín y Río Verde, posteriormente fueron investigados más a fondo por compañías mineras, aunque ninguno ha llegado a producción.

El prospecto Junín [7610-00360] es un sistema porfídico de cobre-molibdeno alojado dentro del Batolito de Apuela. Las perforaciones en la parte principal del sistema intersecaron cuatro zonas principales de alteración, con una zona potásica en el centro que pasa gradualmente a través de una zona silícica y propilítica hasta una zona argílica en los márgenes (JICA, 1998). Las asociaciones minerales primarias incluyen pirita, calcopirita, bornita, molibdenita, sulfosales y hematita, mientras que los minerales secundarios incluyen calcosina, covelina, cuprita, cobre nativo, crisocola y limonita. Una perforación en la zona más intensamente mineralizada ha confirmado mineralización a una profundidad de más de 150 m. Las leyes varían hasta un 3.84% de Cu y promedian 1.3% Cu en una intersección de 140.8 m que está abierta en profundidad. Otra zona mineralizada produjo leyes de hasta 2.1% y un promedio de 0.46% entre profundidades de 6 m y 233.5 m.

En el prospecto El Corazón [7410-00285], se han identificado dos zonas de mineralización aurífera en vetas paralelas (*sheeted*). Están alojadas en rocas andesíticas y piroclásticas, que fueron mapeadas en el proyecto actual como parte de la Unidad Naranjal. La primera zona ocurre a lo largo del Río Verde Chico y está caracterizada por una serie de estructuras paralelas con orientación noreste que se pueden rastrear más de 1 km a lo largo del rumbo. Las perforaciones en esta zona han dado interceptos de hasta 52.5 metros con 1.3 g/t de oro. La segunda zona, denominada Tres X, se encuentra 1.2 km al norte del Río Verde Chico y es un sistema de mineralización aurífera en vetas paralelas identificado en un área de 1100 m × 600 m. Se han reportado interceptos de perforación de 67.0 m con 2.7 g/t de oro. Los dueños del prospecto indican un recurso probado de 350000 onzas de oro para las dos zonas.

De las otras ocurrencias minerales identificadas por la Misión Belga, solo la de Parambas [7980-00850] se consideró con un posible potencial económico. Parambas es un depósito epitermal de Cu-Pb-Zn-Ag-Au, que consiste en vetas esporádicas dentro de una zona de alteración propilítica y localmente silícica. La mineralización posiblemente está relacionada con la actividad volcánica asociada con la Unidad San Juan de Lachas.

7. MINERALES NO-METÁLICOS

Los minerales no metálicos se explotan en toda el área, principalmente para satisfacer la demanda local de materiales de construcción. De las operaciones a mayor escala, la más importante se encuentra en Selva Alegre [7741-00313], donde se extrae la caliza presente hacia la parte superior de la Unidad El Laurel para abastecer a la industria del cemento. Hay numerosas canteras grandes dentro de los volcánicos cuaternarios al norte de San Antonio de Pichincha, que suministran materiales de construcción a la industria de la construcción de Quito. Las calizas de la Unidad El Laurel se explotan a menor escala en Hualchán [8092-00856], siendo el material utilizado como piedra ornamental. Las canteras de grava están dentro de las Unidades Pilatón y Naranjal a lo largo de la carretera Salinas-Lita y también en la Unidad La Cubera al oeste de Diez de Agosto [7080-00125].

8. HISTORIA GEOLÓGICA

Las rocas más antiguas en estudio son los basaltos oceánicos de la Unidad Pallatanga de edad Santoniense (o posiblemente más antiguos), interpretados como parte de un fondo oceánico fragmentado o un plateau oceánico, y podrían correlacionarse con los basaltos de edad similar de plateau oceánico en Colombia (Kerr et al., 1997). La acreción de la Unidad Pallatanga al margen continental de Sudamérica ocurrió en el Cretácico Tardío, probablemente en el Campaniano. Aspden et al. (1992) reportaron un reseteo generalizado de edades isotópicas en la Cordillera Real entre 85-65 Ma, y un evento similar también fue reportado desde la Cordillera Central de Colombia por McCourt et al. (1984). Ambos autores relacionaron este evento con la acreción del terreno de la Cordillera Occidental, que corresponde a la Unidad Pallatanga en Ecuador, al Grupo Diabásico en Colombia y a rocas oceánicas relacionadas en Panamá. Otra evidencia de la probable acreción de edad campaniana es la discordancia que existe entre la Formación Napo de edad Albiense-Santoniense (Campaniano Temprano?) en el Oriente ecuatoriano y la sobreyacente Formación Tena de edad Maestrichtiana (Baldock, 1982). Se propuso que la discordancia está relacionada con un periodo de elevación en el Campaniano (83-74 Ma) causado por la acreción del terreno de la Cordillera Occidental a la Cordillera Real a lo largo de una sutura representada ahora por el sistema de fallas regional Cali-Patía-Calacalí-Pallatanga (Aspden et al., 1992). Durante la deposición del Maastrichtiano tardío de la Formación Tena y la Unidad Yunguilla lo que ocurrió en ambientes contrastantes continentales y marinos a ambos lados de la Cordillera Real, siendo la Unidad Yunguilla marina al oeste subyacida por el terreno oceánico acrecionado de Pallatanga.

Las rocas volcanosedimentarias de edad Senoniana de las Unidades Mulaute y Pilatón, interpretadas como subyacidas por rocas de la Unidad Pallatanga, probablemente también se acrecionaron durante el mismo evento. La fuente de ambas unidades sigue siendo problemática y se requiere una investigación adicional, incluyendo datos paleontológicos más precisos. Las edades de foraminíferos determinadas durante el estudio actual sugieren que las Unidades Mulaute y Pilatón son contemporáneas con el arco volcánico continental de la Unidad Río Cala, que también generó los sedimentos de edad Campaniana de la Unidad Natividad. Sin embargo, la configuración estructural actual de estas unidades tiene a las brechas gruesas de las Unidades Mulaute y Pilatón al oeste y por lo tanto más lejos de la unidad Río Cala que los turbiditas distales de grano fino de la Unidad Natividad.

Contemporáneo con la acreción de la Unidad Pallatanga, se desarrolló el arco intraoceánico de Naranjal al oeste y se depositaron las secuencias sedimentarias marinas relacionadas de las Unidades Colorado y Río Desgracia. El inicio del arco puede reflejar cambios en el movimiento de placas relacionados con la acreción de la Unidad Pallatanga y proporciona así un mayor respaldo para una edad campaniana de este evento.

La acreción, al margen continental, del arco Naranjal y sus secuencias sedimentarias asociadas probablemente ocurrió en el Eoceno. El límite superior para la edad de la acreción del "terreno Naranjal" está definido por la presencia de un conjunto de granitoides tipo I no deformados, que intruyen la Unidad de Naranjal. Una de estas intrusiones, el Batolito de Santiago, también contiene un colgante de techo deformado de la Unidad de Naranjal. Las edades de minerales K-Ar obtenidas de estos granitoides oscilan entre 44-35 Ma y por lo tanto indican una edad mínima para la acreción del Eoceno Medio tardío.

El límite inferior para la acreción de la Unidad de Naranjal está menos definido. Sin embargo, los cherts de la Unidad La Cubera sugieren que existía una cuenca pobre en sedimentos entre el arco de Naranjal y el margen continental durante el Paleoceno Tardío (60.5-56.5 Ma), con la acreción del terreno de Naranjal marcada por un cambio en el Eoceno Medio-Tardío hacia la deposición de la Unidad Tortugo con aporte de material volcánico. Por lo tanto, una edad del Eoceno Temprano (55-50 Ma) para la acreción del terreno de Naranjal parece probable. La acreción resultó en la deformación dúctil, generalmente dextral, observada en las Unidades Mulaute y Pilatón.

La acreción de la Unidad Naranjal, y la Unidad Macuchi más al sur, probablemente ocurrió durante el mismo evento, una interpretación respaldada por el hecho de que la zona de cizallamiento de Mulaute separa el “terreno de Pallatanga” en el este de ambos arcos Macuchi y Naranjal hacia el oeste. Una edad del Eoceno Medio temprano para la acreción de Macuchi está respaldada por una única edad de K-Ar de hornblenda de 48 Ma de una intrusión de diorita foliada en la zona de cizallamiento de Mulaute (Hughes y Bermúdez, 1997); sin embargo, Dunkley y Gaibor (1997) prefieren una edad del Eoceno más tardío, 40-38 Ma, para este evento.

La sedimentación en el borde continental durante el Eoceno estuvo representada por las Unidades Rumi Cruz y Silante y su probable equivalente lateral, los depósitos marinos de la Unidad El Laurel. Más al oeste, las secuencias marinas del Eoceno de las Unidades Tortugo y Zapallo fueron depositadas en el área subyacida por el terreno de Naranjal.

La presencia de lavas calco-alcalinas hacia la parte superior de la Unidad Silante, los “estratos de Tandapi” de Egüez (1986), y la presencia de un alto aporte volcánica dentro de la sucesión sedimentaria sugiere que la deposición dentro de la cuenca de Silante fue contemporánea con el volcanismo de margen continental. Esta actividad volcánica probablemente se relaciona con el arco calco-alcalino que se desarrolló a lo largo del margen continental después de la acreción del “terreno Naranjal”, cuyos niveles más profundos se ven en las intrusiones tipo I del Batolito de Santiago y cuerpos relacionados que tienen edades entre 44-35 Ma. Las lavas del Oligoceno al Mioceno Temprano de la Unidad San Juan de Lachas pueden representar el componente extrusivo de este arco. En términos regionales, este arco parece corresponder en parte al evento Saraguro de 42-22 Ma (Eoceno Superior-Mioceno Medio) visto al sur de 2°S en la Cordillera Occidental (Dunkley y Gaibor, 1997; Steinmann, 1997). Las edades cada vez más antiguas de los granitoides tipo I hacia el norte dentro de la cordillera sugieren un inicio más temprano del plutonismo en el norte.

La ruptura de la placa de Farallón en las placas de Nazca y Cocos ocurrió alrededor de 22 Ma (Pilger, 1983), esta reorientación de los movimientos de placas se marca en el sur de la cordillera por una interrupción en la actividad volcánica y un importante levantamiento y deformación del Grupo Saraguro (Pratt et al., 1997). Sin embargo, los eventos relacionados con este cambio no están claros en el área de estudio actual. Durante el Mioceno-Plioceno, la Cordillera Occidental fue el sitio de un extenso volcanismo subaéreo ácido-intermedio, cuyos productos han sido cartografiados en la cordillera como el Grupo Zumbagua. En el área de estudio actual, la intrusión del Batolito de Apuela tipo I y cuerpos relacionados ocurrió en el Mioceno Temprano a Medio, siendo la intrusión principal datada en 16.5 ± 1.1 Ma, mientras que las rocas volcánicas del Mio-Plioceno han sido cartografiadas como los volcánicos de Angochagua y Pugarán; un extenso volcanismo ácido del Plioceno al Holoceno se refleja en los numerosos centros volcánicos observados en la cordillera.

9. BIBLIOGRAFÍA

AGUIRRE L. and ATHERTON M. P. (1987) Low-grade metamorphism and geotectonic setting of the Macuchi Formation, Western Cordillera of Ecuador. *Journal of Metamorphic Geology,* 5, 473-494.

ASPDEN J. A., HARRISON S. M. and RUNDLE C. C. (1992) New geochronological control for the tectono-magmatic evolution of the metamorphic basement. Cordillera Real and El Oro Province of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences,* Vol. 6, 77-96.

BALDOCK J. W. (1982) Geología del Ecuador. Boletín de la Explicación del Mapa Geológico (1:1000000) de la República del Ecuador. Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos. Quito, 54 pp.

BALDOCK J. W. y LONGO R. (1982) Mapa Geológico Nacional de la República del Ecuador, escala 1:1000000. Dirección General de Geología y Minas (DGGM). Quito-Institute of Geological Sciences (IGS) London.

BEDDOE-STEPHENS B. (1987) A pilot examination of alluvial and in situ gold and platinum from Ecuador. *British Geological Survey Mineralogy and Petrology Research Group, Report No.* 87/3.

BOLAND M. P., PILATASIG L. F., IBADANGO C. E., McCOURT W. J., ASPDEN J. A., HUGHES R. A. and BEATE B. (2000) Informe No. 10, Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información Cartográfica y Geológica: Geology of the Western Cordillera between 0°-1°N. CODIGEM-BGS, Quito.

BRISTOW C. R. (1981) An annotated bibliography of Ecuadorian geology. *Overseas Geology and Mineral Resources, Institute of Geological Sciences,* No. 58, London.

BRISTOW C. R. and HOFFSTETTER R. (1977) *Lexique Stratigraphique International.* (2nd Edition). Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.

BRITISH GEOLOGICAL SURVEY and CORPORACIÓN DE DESARROLLO E INVESTIGACIÓN GEOLÓGICO MINERO Y METALÚRGICA (1993) National geological map of Ecuador, scale 1:1000000. (Keyworth, Nottingham; BGS, and Quito; CODIGEM).

BRITISH GEOLOGICAL SURVEY and CORPORACIÓN DE DESARROLLO E INVESTIGACIÓN GEOLÓGICO MINERO Y METALÚRGICA (1994a, b) Geological and metal occurrence maps of the Cordillera Real and El Oro metamorphic belt Ecuador. 1:500000 scale.

BROWN G. C., THORPE R. S. and WEBB P. C. (1984) The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal Geological Society London,* 141, 413-426.

COSMA L., LAPIERRE H., JAILLARD E., LAUBACHER G., BOSCH D., DESMET A., MAMBERTI M. et GABRIELE P. (1998) Pétrographie et géochimie de la Cordillère Occidentale du Nord de l’Equateur (0°30’S): implications tectoniques. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 169, 739-751.

COX K. G., BELL J. D. and PANKHURST R. J. (1979) The interpretation of igneous rocks, London. Allen and Unwin, 450 pp.

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS (1978) Mapa geológico del Ecuador, Machachi, Hoja 66 (1:100000). (Quito).

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS (1980) Mapa metalogénico del Ecuador, escala 1:1000000 (Paladines A. and Sanmartín H.) Quito, Ecuador.

EGÜEZ A. (1986) Evolution Cénozoïque de la Cordillère Occidentale Septentrionale d’Equateur (0°15’S o 1°10’S). Les minéralisations associées. Unpublished Ph.D. Thesis ; Université Pierre et Marie Curie, Paris. 116p.

EGÜEZ A. y BOURGOIS J. (1986) La Formación Apagua, edad y posición estructural en la Cordillera Occidental del Ecuador. Memoria Cuarto Congreso Ecuatoriano de Geología, Minas y Petróleos. **Tomo 1,** 161-178, Quito.

FAUCHER B., JOYES R., MAGNE F., SIGAL J., VERNET R., GRANJA V. J., GRANJA B. J. C., CASTRO R. y GUEVARA G. (1968) Informe geológico sobre las posibilidades petroleras de las provincias costeras de la República del Ecuador. Institut Français du Pétrole (IFP) y Servicio Nacional de Geología y Minas; Quito.

FAUCHER B., VERNET R., BIZON G., BIZON J. J., GREKOFF N., LYS M. and SIGAL J. (1971) Sedimentary formations in Ecuador. A stratigraphic and micropaleontological survey. *Bureau d’études industrielles et de coopération de l’Institut Français du Pétrole. Paris.*

FAUCHER B. y SAVOYAT E. (1973) Esquema Geológico de los Andes Ecuatorianos. *Revue de Géographie et de Géologie Dynamique* (2). **XV Fase 1-2,** 115-142. Paris.

FEININGER T. (1977) Simple Bouguer gravity anomaly map of Ecuador (1:1000000). Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador.

FEININGER T. (1978) Geologic map of the western part of the El Oro Province (1:50000). Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador.

FEININGER T. and BRISTOW C. R. (1980) Cretaceous and Paleogene geologic history of coastal Ecuador. *Geologische Rundschau*, Vol. **69**, 849-874.

GANSSER A. (1973) Facts and theories on the Andes. Journal of the Geological Society of London, Vol. 129, 93-131.

GILL J. B. (1981) Orogenic andesites and plate tectonics. Springer-Verlag, Berlin, 389pp.

GOOSSENS P. J. (1972) Metallogeny in the Ecuadorian Andes. *Economic Geology*. 67, 458-468.

GOOSSENS P. J. and ROSE W. I. (1973) Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the Basic Igneous Complex, Ecuador. *Bulletin geological Society of America*, 84, 1043-1052.

HALL M. L. y MOTHES P. A. (1994) Tefroestratigrafía holocénica de los volcanes principales del valle interandino, Ecuador. p. 47-68. In: El Contexto Geológico del Espacio Físico Ecuatoriano (ed. R. Marocco). Colegio de Geógrafos del Ecuador, Quito, Ecuador. 113p.

HENDERSON W. G. (1977) Geology of the Cordillera Occidental of Northern Ecuador. Internal report IGS/DGGM, Quito, 79p.

HENDERSON W. G. (1979) Cretaceous to Eocene volcanic arc activity in the Andes of northern Ecuador. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 136, 367-378.

HENDERSON W. G. (1981) The Volcanic Macuchi Formation, Andes of Northern Ecuador. *Newsl. Stratigr.*, 9, 157-168.

HOLLIS C. J. (1999) Report (1) on radiolarian age determinations for Misión Británica Geológica. Report Number CJH9904. Institute of Geological and Nuclear Sciences, New Zealand.

HOLLIS C. J. (2000) Report (2) on radiolarian age determinations for Misión Británica Geológica. Report Number CJH0001. Institute of Geological and Nuclear Sciences, New Zealand.

HUGHES R. A. and BERMÚDEZ R. A. (1997) Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información Cartográfica y Geológica. Report Number 4. Geology of the area between 0°00' and 1°00'S, Western Cordillera, Ecuador.

INEMIN (1990) Inventario de los recursos minerales metálicos en el noroccidente del Ecuador.

IRVINE T. N. and BARAGAR W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *American Journal of Earth Sciences*, **8**, 523-548.

JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY (JICA) (1998) Informe final sobre la exploración mineral de cooperación técnica en el área de Imbaoeste, República del Ecuador.

KEHRER W. and VAN DER KAADEN G. (1979) Notes on the geology of Ecuador, with special reference to the Western Cordillera. *Geol. Jahrbuch*, **35**, 5-57.

KENNERLEY J. B. (1980) Outline of the geology of Ecuador. Institute of Geological Sciences. *Overseas Geology and Mineral Resources*, No. 55, 20 pp.

KERR A. C., TARNEY J., MARRINER G. F., NIVIA A., KLAVER G. T. and SAUNDERS A. D. (1996) The geochemistry and tectonic setting of late Cretaceous Caribbean and Colombian volcanism. *Journal of South American Earth Sciences*, **9**, 111-120.

KERR A. C., MARRINER G. F., TARNEY J., NIVIA A., SAUNDERS A. D., THIRWALL M. F. and SINTON C.W. (1997) Cretaceous basaltic terranes in Western Colombia: Elemental, chronological and Sr-Nd isotopic constraints on petrogenesis. *Journal of Petrology*, 38, 677-702.

LE MAITRE R. W. (1989) A classification of Igneous Rocks and glossary of terms. Blackwell Publications London, 193p.

LEBRAT M. (1985) Caractérisation géochimique du volcanisme ante-orogénique de l'Occident Equatorien: implications géodynamiques. Unpubl. PhD Thésis Centre Géologique and Géophysique de Montpellier, 119p.

LEBRAT M., MEGARD F., JUTEAU T. and CALLE J. (1985) Pre-orogenic volcanic assemblage and structure in the western cordillera of Ecuador, between 1°40'S and 2°20'S. *Geologische Rundschau*, 74, 343-351.

LEBRAT M., MEGARD F., DUPUY C. and DOSTAL J. (1987) Geochemistry and tectonic setting of pre-collision Cretaceous and Paleogene volcanic rocks of Ecuador. *Bulletin of the Geological Society of America*, Vol. 99, 569-578.

LITHERLAND M. and ASPDEN J. A. (1992) Terrane-boundary reactivation: a control on the evolution of the Northern Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 5, 71-76.

LITHERLAND M., ZAMORA A. and EGÜEZ A. (1993a) National Geological Map of the Republic of Ecuador, scale 1:1000000. British Geological Survey (Nottingham) and CODIGEM (Quito).

LITHERLAND M., ZAMORA A. and EGÜEZ A. (1993b) National Metallogenic Map of the Republic of Ecuador, scale 1:1000000. British Geological Survey (Nottingham) and CODIGEM (Quito).

LITHERLAND M., ASPDEN J. A. and JEMIELITA R. A. (1994) The metamorphic belts of Ecuador. *Overseas Memoir of the British Geological Survey*, No. 11.

LONSDALE P. (1978) Ecuadorian Subduction System. *Bulletin American Association of Petroleum Geologists*, 62, 2454-2477.

MANIAR P. D. and PICCOLI P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 635-643.

McCOURT W., ASPDEN J. A. and BROOK M. (1984) New geological and geochronological data from the Colombian Andes: Continental growth by multiple accretion. Journal of the Geological Society of London, 141, 831-845.

McCOURT W., MUÑOZ C. A. and VILLEGAS H. (1991) Regional geology and gold potential of the Guapi-Napi drainage basin and the upper Timbiqui river, Department of Cauca SW Colombia. BGS Overseas Geology Series, Technical Report WC/90/34, 62p.

McCOURT W., DUQUE P. and PILATASIG L. (1997) Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 1° and 2°S. Geological Information Mapping Programme (GIMP) Report No. 3. World Bank Mining Development and Environmental Control Project (PRODEMINCA). Misión Geológica Británica, CODIGEM, Quito, Ecuador.

MESCHEDE M. (1986) A Method of discriminating different types of mid-ocean ridge basalt and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chem. Geol., 56, 207-218.

MEGARD F. and LEBRAT M. (1987) Los terrenos exóticos del occidente ecuatoriano y sus relaciones con Sudamérica. Coloquio Ecuador 86, Quito, *Casa Cultura*, 240, 161-172.

MIDDLEMOST E. A. K. (1975) The basalt clan. *Earth. Sci. Rev.*, 11, 337-364.

MIYASHIRO A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274, 321-355.

MOSQUERA C. F. (1949) Viaje de reconocimiento y estudio por el Río Santiago (Prov. de Esmeraldas). *Bol. Inf. Cient. Nac.*, 2, 15-24.

MULLEN E. D. (1983) $MnO/TiO_2/P_2O_5$: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 62, 53-62.

OLSSON A. A. (1942) Tertiary deposits of northwestern South America and Panamá. *Proceedings of the American Scientific Congress,* Washington, 231-287.

PEACOCK M. A. (1931) Classification of igneous rock series. *Journal of Geology,* 39, 54-67.

PEARCE J. A. (1975) Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics,* 25, 41-77.

PEARCE J. A. and NORRY M. J. (1979) Petrogenic implications of Ti, Zr, Y and Nb, variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology,* 69, 33-47.

PEARCE J. A., HARRIS N. B. W. and TINDLE A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology,* **25**, 956-983.

PILGER R. H. (1983) Kinematics of the Southern American subduction zone from global reconstructions. Geodynamics of the Eastern Pacific Region, Caribbean and Scotia arcs. *American Geophysical Union Geodynamics Service,* 9, 113-126.

PRATT W. T., FIGUEROA J. F. and FLORES B. G. (1997) Report No. 1, Mining Development and Environmental Control Project, Geological Information Mapping Programme: Geology of the Western Cordillera between 3°-4°S. CODIGEM-BGS, Quito.

REA D. K. and MALFAIT B. T. (1974) Geologic evolution of the Northern Nazca Plate. *Geology,* **2**, 317-320.

READING H. G. (1986) Sedimentary Environments and Facies (2nd Edition). Blackwell Scientific Publication, London, 615p.

REYNAUD C., JAILLARD E., LAPIERRE H., MAMBERTI M. and MASCLE G. H. (1999) Oceanic plateau and island arcs of southwestern Ecuador, their place in the geodynamic evolution of northwestern South America. *Tectonophysics,* 307, 235-254.

SALAZAR E. (1981) Informe de comisión realizada a Hualchán del 24 de Noviembre al 4 de Diciembre de 1981. *DGGM, Quito, Informe 5873*. Unpubl. Report.

SANTOS M. and RAMÍREZ F. (1986) La Formación Apagua, una nueva ciudad eocénica en la cordillera occidental ecuatoriana. *Memorias Cuarto Congreso Ecuatoriano de Geología, Minas y Petróleos,* Tomo 1, 179-189.

SAUER W. (1957) El mapa geológico del Ecuador. Memoria explicativa. (Universidad Central; Quito).

SAUER W. (1965) Geología del Ecuador. Edit. Ministerio de Educación Pública, Quito, 383p. (Quito).

SAVOYAT E., VERNET R., SIGAL J., MOSQUERA C., GRANJA J. and GUEVARA G. (1970) Formaciones sedimentarias de la Sierra tectónica andina en el Ecuador. Informe Instituto Francés de Petróleo y Servicio Nacional de Geología y Minería, Quito.

SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGÍA Y MINERÍA (1969) Mapa geológico de la República del Ecuador. (1:1000000). (Quito).

SHERVAIS J. W. (1982) Ti vs V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters,* **59**, 101-118.

SIGAL J. (1968) Estratigrafía micropaleontológica del Ecuador, datos anteriores y nuevos. Informe Instituto Francés de Petróleo y Servicio Nacional de Geología y Minería, Quito.

SILLITOE R. H. (1974) Tectonic segmentation of the Andes: implication for magmatism and metallogeny. Nature, London, Vol. 250.

STEINMANN M. (1977) Fission-track age determinations on Zircons. Consultants Report, GIMP mapping project Ecuador, Geological Institute, ETH, Zürich, Switzerland, 59p.

THALMANN H. E. (1946) Micropalaeontology of Upper Cretaceous and Paleocene in Western Ecuador. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists,* Vol. 30, 337-347.

TSCHOPP H. J. (1948) Geologische Skizze von Ekuador. *Bull. Assoc. Suisse Géol. Ing. Pét.*, Vol. 15, 14-45.

TSCHOPP H. J. (1953) Oil explorations in the Oriente of Ecuador. 1938-1950. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists,* Vol. 37, 2303-2347.

VAN THOURNOUT F. (1991) Stratigraphy, magmatism and tectonism in the Ecuadorian Northwestern Cordillera: metallogenic and geodynamic implications. PhD Thesis Katholieke Universiteit Leuven.

VAN THOURNOUT F., HERTOGEN J. and QUEVEDO L. (1992) Allochthonous terranes in northern Ecuador. In: Andean Geodynamics, Special Volume. *Tectonophysics,* 205, 205-222.

WALLRABE-ADAMS H. J. (1991) Petrology and Geotectonic development of the Western Ecuadorian Andes: the Basic Igneous Complex. *Tectonophysics,* 185, 163-182.

WILKINSON I. P. (1998a) Calcareous microfossils from Cretaceous and Tertiary deposits in Ecuador. Technical Report WH/98/45R. Biostratigraphy and Sedimentology Research Group, BGS, Nottingham, UK.

WILKINSON I. P. (1998b) Foraminifera from a suite of Late Cretaceous to Paleocene samples of the Cordillera Occidental, Ecuador. Technical Report WH/98/56R. Biostratigraphy and Sedimentology Research Group, BGS, Nottingham, UK.

WILKINSON I. P. (1998c) Calcareous microfossils from a suite of samples from the Western Cordillera, Ecuador. Technical Report WH/98/163R. Biostratigraphy and Sedimentology Research Group, BGS, Nottingham, UK.

WILKINSON I. P. (1999) Calcareous microfauna from a suite of samples from the Cordillera Occidental, Ecuador. Technical Report WH/99/87R. Biostratigraphy and Sedimentology Research Group, BGS, Nottingham, UK.

WINCHESTER J. A. and FLOYD P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.

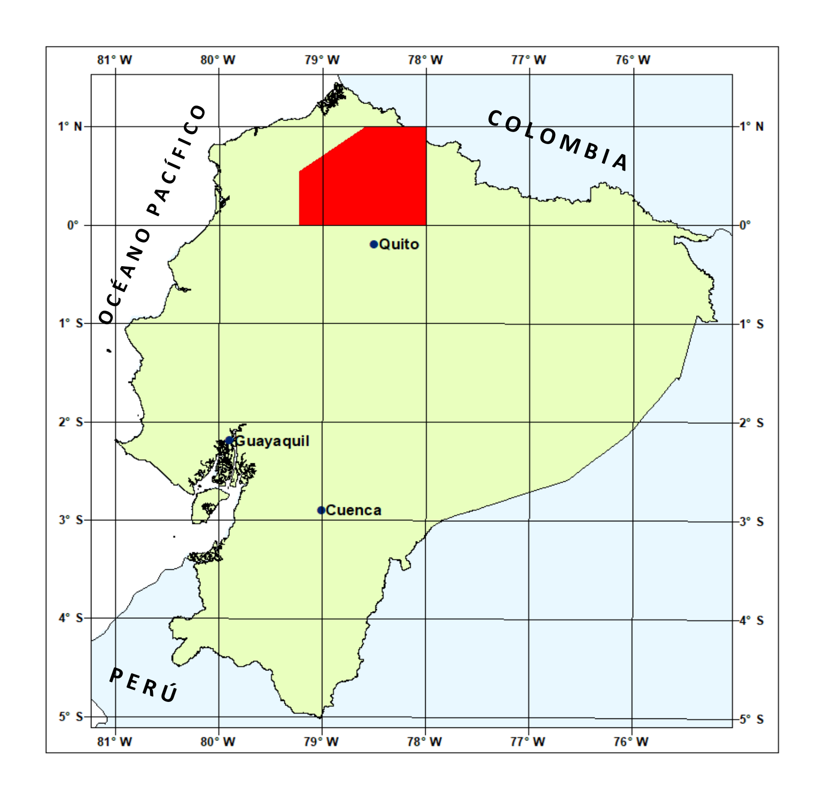
WOOD D. A. (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonic magmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Scientific Letters*, 50, 11-30.

WOLF T. (1892) Geografía y Geología del Ecuador. Leipzig; Brockhaus.

ANEXO 1 DEL INFORME:

GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL
DEL ECUADOR
ENTRE 0°00' Y 1°00' N

DESCRIPCIÓN DE LAS SECUENCIAS VOLCÁNICAS MIOCÉNICAS-HOLOCÉNICAS



PROGRAMA DE INFORMACIÓN Y CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA
(UBICACIÓN DEL ÁREA DEL MAPA 5)

M. BOLAND
L. PILATASIG
E. IBADANGO
W. MCCOURT
J. ASPDEN
R. HUGHES
B. BEATE

QUITO, 2000

Resumen sobre las Rocas Volcánicas Mio-Plio-Cuaternarias en el Mapa #5 a escala 1:200000 del BGS/PRODEMINCA 3.3

Realizado por: *Ing. Bernardo Beate, Consultor PRODEMINCA, Dic. 1998, para el Dr. Martin Boland, coordinador del mapa #5/Subcomponente 3.3 del PRODEMINCA (versión revisada a Marzo, 2000).*

Este trabajo resume las principales características de las rocas volcánicas y depósitos volcanoclásticos de edad Mio-Plio-Cuaternaria presentes en el mapa #5 del BGS/PRODEMINCA, en el lado E y SE del mismo, cubriendo un área de 3353 km^2. Esta superficie ha sido recorrida y estudiada por el autor durante el desarrollo de trabajos anteriores desde la década de 1980. Preferentemente, se sigue un orden cronológico, de más antiguo a más reciente, para describir las diferentes unidades y grupos litológicos. Las edades son, en su mayoría, estimadas y se basan en criterios morfológicos, sin embargo, se incluyen algunos datos radiométricos publicados disponibles al tiempo de escribir este resumen.

Por lo tanto, la secuencia de la estratigrafía volcánica es inferida y está sujeta a cambios de conformidad a nuevos datos.

1. Rocas metamórficas

Rocas metamórficas afloran en el borde Este de la zona de estudio, principalmente en el Valle del Chota. Estas rocas no han sido estudiadas por el PRODEMINCA, pero basado en estudios previos (Baldock, 1982 y Van Thournout, 1990), consiste sobre todo de esquistos sericíticos y esquistos verdes ricos en grafito. Detalles estructurales se encuentran en Litherland et al. (1994) (página 55).

2. Volcánicos de Angochagua (M-Pl_{Ang})

Afloran hacia el límite Este del mapa, en las estribaciones de la Cordillera Real (CR). Cubren una extensa zona desde el valle del río Chota al Norte hasta el volcán Cayambe al Sur. Sobreyacen a rocas metamórficas del basamento pre-Cretácico de la Cordillera Real y a rocas sedimentarias miocénicas de la cuenca del Chota. Están, a su vez, sobreyacidas localmente por depósitos glaciares y cangahua, los cuales no se han representado en el mapa en general por motivos de escala. La erosión glaciar pleistocénica ha afectado a estos volcánicos, formando profundos valles en U, que drenan hacia el Valle Interandino.

Consiste de un paquete de rocas volcánicas indiferenciadas de 500 a 1500 m de potencia, ligeramente basculadas hacia el Oeste. Predominan las facies proximales y mediales, como flujos de lava, diques, brechas de vento y stocks subvolcánicos de composiciones andesíticas a dacíticas. También se encuentra, en menor escala, sedimentos epiclásticos, brechas, tobas y volcanoclastos asociados, de composiciones intermedias a ácidas. No se distinguen centros de emisión como estratovolcanes o conos volcánicos, debido a la intensa erosión.

La edad de estas rocas cae en el Mioceno Tardío a Plioceno, según edades radiométricas K/Ar obtenidas por Barberi (1988), las cuales dieron 3.65 ± 0.07 Ma, 6.30 ± 0.06 Ma y 6.31 ± 0.10 Ma, lo cual apoya una correlación con la Fm. Pisayambo (Hall y Beate, 1991).

3. Volcánicos de Pugarán ($M\text{-}Pl_{Pn}$)

Estas rocas cubren la cresta de la Cordillera Occidental (CO) entre Cahuasquí y La Merced de Buenos Aires, al norte de los volcánicos de Yanaurco hasta casi el río Mira al norte. Muestran una intensa erosión glaciar y consisten de flujos de lava andesíticos y stocks de dacitas hornbléndicas, con brechas y tobas asociadas. La edad de estas rocas es Pliocénica, como lo indica el resultado de 5.0 ± 2.9 por Traza de Fisión (BGS, 1999). Su potencia es desconocida. Se las correlaciona, en parte, con los volcánicos de Angochagua. Sobreyacen sedimentos de la Unidad Silante y están cubiertos parcialmente por morrenas glaciares. Hacia los flancos y la cresta se observa zonas de alteración hidrotermal. El stock de La Florida y los diques que afloran en el puente del río Amarillo cerca al río Mira, pertenecerían a este pulso magmático. Junto a los Volcánicos de Angochagua, pueden representar parte de la fuente de aporte de sedimentos para la cuenca del Chota, en su fase de colmatación y al relleno del Valle Interandino en sus etapas iniciales (?).

4. Relleno del Valle Interandino ($Pl\text{-}P_D$)

Se agrupan aquí una serie de paquetes de sedimentos epiclásticos y volcanoclásticos distales, primarios y retrabajados, indiferenciados, de fuente dominantemente volcánica, y de edad, inferida, Plio-Cuaternaria. Incluye también sedimentos fluviátiles y lacustres, coluviales locales, flujos de lodo, pocos flujos de lava, flujos piroclásticos, grandes depósitos de avalanchas de escombros y cangahua. Los paquetes están, por lo general, horizontales en las partes superiores y basculados a plegados (por slumping y/o tectonismo) en secuencias inferiores.

Constituyen el relleno a lo largo del Valle Interandino, preferentemente en su parte central, y afloran en los profundos cañones de los ríos Guayllabamba, Ambi y Chota-Mira. Están sobreyacidos por productos volcánicos cuaternarios, en general interdigitados con estos hacia la parte superior.

5. Edificios Volcánicos Andesíticos (A^A)

Se agrupan aquí los edificios o aparatos volcánicos andesíticos de edad Cuaternaria presentes en el mapa #5 y se los representa como la extensión de sus facies proximales, en especial de los flujos de lava. A continuación, se presenta una breve descripción de estos aparatos en orden cronológico ascendente.

5.1 Volcán Cushnirrumi (A^A Csh)

Se lo localiza a 10 km al sur de la laguna de Cuicocha y representa los restos antiguos de un aparato andesítico elongado (15 km) de SE a NW, con un ancho de 10 km. Probablemente la edad es del Cuaternario Inferior. Sus puntos más altos alcanzan 3713 msnm en el cerro Cushnirrumi [981-215] y 3514 msnm en el cerro Pirulo [924-241]. La litología dominante son andesitas piroxénicas, aunque presenta facies más diferenciadas como el domo de dacita anfibólica (R^D Csh) de Cerro Blanco [966-236]. Sus lavas sobreyacen rocas pre-Neógenas del basamento de la Cordillera Occidental y están cubiertas por productos más recientes del Mojanda y Cuicocha. En el flanco sur hacia San José de Minas se encuentra una caldera de avalancha abierta hacia el sur y en sus paredes interiores se observan algunas zonas de alteración hidrotermal con pirita en tobas.

5.2 Volcán Cusín (A^A Cus)

Es un antiguo estratovolcán andesítico, inactivo, erosionado, con una caldera de avalancha abierta hacia el NW. Su punto más alto es de 3989 msnm [177-179] y su extensión abarca unos 10 km de diámetro basal. Está constituido por gruesos y abundantes flujos de lava, predominantemente de andesitas piroxénicas. No se conocen depósitos piroclásticos de este volcán, ni zonas con alteración hidrotermal. En el flanco SE está el domo de Muyurco-R^A Cus [220-128, 3344 msnm], de naturaleza andesítica. La edad del volcán Cusín es desconocida, puede ser Pleistoceno Inferior a Medio (?).

5.3 Volcán Cayambe (A^A Ca) – antiguo

El flanco noroccidental de este gran estratovolcán ocupa la esquina sureste del mapa y está constituida por antiguos flujos de lava, en disposición radial a la cumbre, los cuales están intensamente glaciados, mostrando inversión de topografía. La litología dominante son rocas andesíticas piroxénicas. Sobreyacen a rocas metamórficas de la Cordillera Real y están cubiertas por cangahua y tefras holocénicas. La edad de esta fase lávica inicial del Volcán Cayambe se desconoce, pero se la infiere como Pleistoceno Temprano.

5.4 Volcán Mojanda (A^A Moj)

Comprende un extenso edificio volcánico localizado en la parte sur del mapa, donde sobreyace rocas no-aflorantes del basamento pre-Terciario. Las partes más antiguas (Pleistoceno Temprano?) están constituidas por flujos lávicos andesíticos (A^A Moj) en distribución radial a estructuras caldéricas somitales (sector de Cerro Negro, 053-137, 4260 msnm). Brechas de andesitas básicas (A^B Moj) se encuentran asociadas a eventos freatomagmáticos de la cumbre (Robin et al., 1998).

5.5 Volcán Fuya Fuya (A^A FF)

El volcán Fuya Fuya [019-153, 4263 msnm] es adyacente y contemporáneo al volcán Mojanda, según Robin et al. (1998). En el segundo predominan productos lávicos andesíticos mientras que en el primero lo hacen productos dacíticos, tanto domos (R^D FF) como flujos piroclásticos (T^D FF). Ambos muestran fases efusivas (A^A Moj y A^A FF) y explosivas, con la formación de sendas calderas de avalancha abiertas hacia el occidente y extensos depósitos de flujos piroclásticos (T^D FF/T^D Moj) y depósitos de avalancha de escombros (Avl FF). Los productos datables más jóvenes han dado edades mayores que 40 ka AP y aparentemente, la mayor parte de la actividad de este complejo pertenece al Pleistoceno Temprano a Medio. Está cubierto por una gruesa capa de cangahua y se presenta muy erosionado.

5.6 Volcán Cotacachi (A^A Cot)

Este gran estratovolcán de 4939 msnm está ubicado sobre la cresta de la Cordillera Occidental, a 26 km al oeste de Ibarra [954-403]. Su base se extiende unos 20 km (N-S) y 26 km (E-O). Está intensamente afectado por la erosión glaciar y su cumbre tiene todavía unos pequeños parches de hielo, actualmente a punto de desaparecer. El volcán está constituido principalmente por andesitas piroxénicas de edad pleistocénica temprana a media (un dique del flanco SE dio una edad radiométrica K/Ar de 0.63 ± 0.06 Ma, OLADE, 1980). Sobreyace rocas del basamento pre-Neógeno de la Cordillera Occidental y lo cubren gruesas capas de cangahua. Su flanco sur está totalmente cubierto por los productos explosivos del volcán Cuicocha (T^D Cui, 3000 a AP). Aparentemente, la actividad más reciente, aparte de la de Cuicocha, es la de los domos dacíticos en su cumbre y en su flanco NE, el domo Piribuela (R^D Prb, Holoceno?). Una caldera de avalancha está abierta hacia el W y el retrabajamiento parcial de los productos de la misma han dado lugar a los depósitos laharíticos (Avl Cot) a lo largo del río Intag hasta su desembocadura en el Guayllabamba. En su flanco SW se localiza un pequeño conjunto de tres domos de composición andesítica, el principal de los cuales es el Muyurco [896-362, 3572 msnm], su edad es desconocida. Otro domo de composición intermedia, Catzopamba (R^D Cz, 024-392, 3055 msnm), se ubica al pie E del volcán Cotacachi.

5.7 Volcán Chiltazón (A^A Cz)

Es un estratovolcán andesítico de dimensiones modestas, ubicado en el límite NE del mapa. Alcanza una altura de 3967 msnm. Su base se extiende 4 km (E-W) y 3 km (N-S). Su forma es cónica y en la cumbre [317-759] muestra una acumulación de brechas en un cráter central mal preservado. Sobreyace rocas del basamento pre-Terciario y su litología dominante son rocas andesíticas. Se desconoce su edad, pero se infiere una edad de Pleistoceno medio por su morfología preservada.

5.8 Volcán Iguán (A^A Ig)

Está ubicado inmediatamente al sur del volcán Chiltazón, en el límite E del mapa. Su cumbre alcanza 3819 msnm [332-688] y su base tiene unos 6 km de diámetro. Tiene una forma cónica truncada, con una caldera de avalancha de 1.5 km de ancho abierta hacia el oeste, un depósito de escombros (Avl Ig) asociado al evento de avalancha se encuentra desde el volcán hacia el W y el SW, a lo largo de la quebrada El Alumbral y del río Santiaguillo, por un tramo de unos 10 km. La litología dominante son andesitas piroxénicas en flujos de lava y dacitas en tefras (T^D Ig) distribuidas hacia el sur en el abanico de Mira. Se desconoce la edad de este volcán, aunque se infiere una edad de Pleistoceno Medio. En los productos fragmentarios se encuentra evidencia de actividad hidrotermal previa a eventos explosivos.

5.9 Volcán Imbabura (A^A Imb)

Este estratovolcán está ubicado en pleno Valle Interandino, a unos 12 km al SSW de Ibarra. Su forma es cónica, con una base de 14 km de diámetro y una cota de cumbre de 4560 msnm [139-271]. Está constituido por lavas andesíticas, en parte porfiríticas, de probable edad Pleistoceno Medio a Superior, intensamente disectadas por la erosión y cubiertas por productos fragmentarios dacíticos más jóvenes como flujos piroclásticos (T^D Imb, 15 ka AP en carbones de un depósito de flujo piroclástico en el río Tahuando, al norte de Ibarra, E. Salazar, 1980). La cumbre está compuesta de brechas andesíticas, el cráter está abierto hacia el E y aparentemente se trata de un domo explosionado, el cual sería el centro de emisión de los últimos flujos piroclásticos que han sido depositados alrededor de los flancos y pie del cono. El cono no presenta el rasgo de una caldera de avalancha, pero un extenso depósito (Avl Imb) de este tipo, tiene su origen en el flanco N del volcán y se extiende hasta el cañón del río Ambi, siguiendo a éste hasta el río Chota. Fases eruptivas tardías (Pleistoceno Superior?) implican la construcción de domos dacíticos con hornblenda (R^D Imb).

5.10 Volcán Cubilche (A^A Cb)

Está ubicado adyacente al pie SE del volcán Imbabura tiene un diámetro basal de unos 6 km y su punto más alto llega a los 3802 msnm [196-259]. Está constituido principalmente por flujos de lava de andesita olivínica (A^{AB} Cb) a piroxénica (A^A Cb), las tefras son subordinadas. Los flujos de lava han salido de un vento central, el cual se reactivó dentro de una caldera de avalancha abierta hacia el N. Ventos satélites en los flancos E y S, Plancha Ladera y Pucará Loma, dieron lugar a flujos de lava y a un domo, el Cunro [234-256, 3304 msnm] de composición andesítica. Se desconoce la edad de este volcán, pero la morfología preservada de sus flancos y sus flujos de lava sugieren una edad de Pleistoceno Superior. Algunas lavas recientes del flanco SE del Imbabura chocan contra el edificio del Cubilche. No se observa la base de este volcán.

5.11 Complejo Volcánico de Chachimbiro

Este complejo abarca desde rocas andesíticas básicas hasta riodacitas, en un marco de tiempo desde el Pleistoceno temprano (Plioceno?) hasta el Holoceno. Está ubicado sobre el eje de la CO de manera elongada en dirección SE-NW, a unos 25 km al NW de Ibarra. Lo componen los siguientes aparatos volcánicos en orden cronológico ascendente.

5.11.1 Volcán Yanaurco (A^A Ya), está ubicado sobre la cresta de la CO, sobreyaciendo rocas pre-Neógenas de la Unidad Silante. Su punto más alto es de 4535 msnm [974-538] y su base tiene una extensión de 5 km (E-W) por 8 km (SW-NE). Está constituido por potentes flujos de lavas de andesitas piroxénicas hacia la base y de productos más evolucionados, como riodacitas (R^D Ya), hacia el tope. Morfológicamente muestra una intensa erosión, principalmente por glaciares, y no tiene una forma volcánica definida ni centros de emisión distinguibles. Se infiere una edad de Pleistoceno Inferior a, talvez, Plioceno (?). Es posible que el macizo andesítico del Pulumbura sea una prolongación más antigua hacia el SW del volcán Yanaurco.

5.11.2 Volcán Huanguillaro (A^A Hll), está localizado sobre el borde E de la CO. Su punto más alto es de 3960 msnm [008-526]. Tiene la forma aproximada de un cono truncado, con una gran caldera de avalancha de 3 km de diámetro abierta hacia el ESE. Está constituido por flujos de lava de andesita básica a andesita piroxénica muy porfirítica, distribuidos en forma radial al borde de la caldera. La edad de este edificio parece ser Pleistoceno Medio, según una datación de 0.46 Ma con K/Ar (Barberi, 1988) en fragmentos de andesitas piroxénicas porfiríticas tomados de la avalancha de escombros de este volcán en la carretera Ibarra-Chota y que sobreyace los volcánicos de Angochagua. Este depósito de avalancha no aparece en el mapa por estar cubierto por productos más jóvenes.

Las fases eruptivas post-avalancha del Huanguillaro se caracterizan por ser muy explosivas, dando lugar a extensos depósitos de tefras plinianas, ignimbritas no soldadas, depósitos de Block & Ash (flujos de colapso de domos) marcados como T^D Ch en el mapa y ubicados en los valles de Urcuquí, Tumbabiro, Cahuasquí y Salinas [195-550] y, una serie de domos intracaldera riodacíticos con biotita (R^D Hg, Hugá, 020-059) y domos dacíticos (R^D Ch) con hornblenda (e.g. El Churo, 049-355) ubicados en el borde E abierto de la caldera. Las fases explosivas iniciales parecen pertenecer al Pleistoceno medio y la actividad de domos se extendió hasta el Pleistoceno Superior. Hay evidencias por capas de tefra postglaciares de una actividad explosiva moderada en este complejo volcánico (5690 ± 50 a AP, Ego et al., 1996).

5.11.3 Volcán Pilavo (A^A Pil), ubicado al W del Yanaurco [993-582], alcanza los 4254 msnm, tiene una forma cónica muy bien preservada con una base de 6 km (E-W) por 10 km (SW-NE). Se nota claramente los límites de cada uno de sus flujos de lava en disposición radial. Hacia el E sus lavas chocan contra el Yanaurco y hacia el S con el Pulumbura. Sobreyace rocas de las Unidades Silante y Pilatón. Está constituido totalmente por lavas de andesitas piroxénicas y, principalmente, hornbléndicas, no se han encontrado depósitos piroclásticos relacionados a este volcán. Su edad debe ser del Pleistoceno Superior, dado su alto grado de preservación y casi ausencia de erosión glaciar. Un cono satélite, denominado Parulo, de 1.5 km de diámetro basal (SE-NW) y 3285 msnm [863-573], se encuentra al W del volcán Pilavo y sus lavas tienen las mismas características que las de éste. Es el responsable del cierre del drenaje para formar la Laguna Donoso [850-570] hacia el W.

6. Rocas Volcánicas Riodacíticas (R^{RD})

Son las rocas volcánicas petrográficamente más diferenciadas presentes en el mapa y las más raras. Se las encuentra hacia el tope del volcán Yanaurco (ver sección 4.11.1) y su extensión es limitada. Son flujos de aspecto tobáceo, ricos en biotita y hornblenda, con cuarzo libre y matriz vidriosa (R^D Ya).

El otro afloramiento de riodacita ocurre en la caldera de Huanguillaro (4.11.1) y está constituido por el domo de Hugá (R^D Hg). Este mide 3.5 km de diámetro y se levanta unos 400m sobre su base. Su edad sería Pleistoceno Medio a Superior (?).

Es posible que existan más rocas de esta composición en el área mapeada, pero son desconocidas hasta ahora.

7. Domos Dacíticos (R^D)

Estos edificios volcánicos monogénicos de extensión más bien modesta son bastante comunes en el mapa y se encuentran asociados por lo general a fases eruptivas más jóvenes de aparatos andesíticos. Petrográficamente son rocas de colores gris claro a oscuro, con un alto grado de porfiricidad, con fenocristales de plagioclasa, hornblenda, escasos biotita y cuarzo, en una matriz afanítica no vesiculada y muy félsica, a veces vidriosa.

La edad varía desde el Pleistoceno Medio (?) hasta el Holoceno, siendo los domos más jóvenes los de Cuicocha (2900 a AP, von Hillebrandt, 1989) y Pululahua (2305 a AP, Hall y von Hillebrandt, 1988). El domo de Piribuela en el flanco NE del Cotacachi, también parece tener una edad Holocénica al igual que el domo de Pitzantzi, en el complejo dómico de Chachimbiro, según lo evidencia una datación de carbono 14 obtenida en el paleosuelo de una tefra post-glaciar (5690 ± 50 a AP, Ego et al., 1996). La presencia de fuentes termales de alta entalpía en Chachimbiro atestigua la existencia de una anomalía de calor en el subsuelo debido a cuerpos magmáticos jóvenes (Beate, 1991). Los demás domos del complejo, casi una decena, tienen edades estimadas en Pleistoceno Medio a Superior.

El volcán Pululahua es un complejo de más de una docena de domos (R^D Pul) de composición dacítica ubicados sobre rocas verdes del basamento pre-terciario (Unidad Natividad). Su edad es Pleistoceno Superior a Holoceno. También presenta una caldera de explosión y/o avalancha (?) abierta hacia el W, con los domos más recientes dentro de la misma. Papale y Rossi (1993) han obtenido una edad de 2400 a AP para la tefra pliniana, aparentemente relacionada a la formación de la caldera. Su actividad explosiva ha formado extensos depósitos piroclásticos dacíticos (T^D Pul).

En el complejo Mojanda, las facies explosivas del Fuya Fuya se caracterizan por la formación en el Pleistoceno Medio (?) de los domos (R^D FF): Fuya Fuya, Colangal y Panecillo, con sus respectivos depósitos piroclásticos (T^D FF). Unas lavas dacíticas más antiguas, relacionadas al Mojanda (R^D Moj), han llegado casi hasta Otavalo.

El volcán Imbabura presenta un gran domo dacítico en su flanco SW, el Huarmi Imbabura [122-262, 3845 msnm] de edad Pleistoceno Superior (?). Otro domo, explosionado, aparece en el sector de la cumbre, asociado con los depósitos (T^D Imb) radiales al volcán.

El volcán Cotacachi tiene dos domos dacíticos, el domo poco definido de la cumbre y muy glaciado de edad desconocida y el domo Piribuela (R^D Prb) mencionado arriba.

En el flanco SW del Cotacachi se ubica la laguna de Cuicocha, que representa una caldera de colapso de 4 km (SE-NW) por 2.5 km (N-S). Ésta se formó por la explosión del domo Cuicocha [955-343, 3377 msnm] hace unos 3000 a AP (von Hillebrandt, 1989) con la consiguiente formación de extensos depósitos piroclásticos (T^D Cui). Domos dacíticos tardíos ocupan la parte central de la caldera (R^D Cui).

El domo de El Artezón [131-554, 2200 msnm], en Pablo Arenas, está constituido por dacitas ricas en hornblenda. La caja del domo son rocas de basamento pre-Terciario de la CO y la edad del mismo es desconocida. Es posible que pertenezca a una fase temprana de Chachimbiro (R^D Ch?) o en su defecto, dado su aspecto antiguo, podría ser parte de los volcánicos de Pugarán (?) (ver sección 2).

8. Rocas volcánicas básicas-Andesitas basálticas (A^B)

Son un tipo de rocas poco comunes en esta parte del mapa y su presencia se reduce a flujos moderados de lava en los volcanes Mojanda (A^B Moj) y Cubilche (A^B Cb) y de brechas en el primero, como ya se mencionó antes. Los flujos del Cubilche parecen más jóvenes que los del Mojanda.

9. Depósitos piroclásticos dacíticos (T^D)

Se han agrupado bajo esta sigla, por motivos de escala, los depósitos piroclásticos, principalmente de tipo block & ash (flujos de colapso de domos), aunque también contienen otros tipos de flujos piroclásticos, tefras, ignimbritas y depósitos de flujos de escombros (lahares), tanto primarios como retrabajados. Los depósitos (T^D) representan facies distales de eventos explosivos, generalmente asociados a la extrusión de domos. Su distribución tiende a ser radial al centro de emisión, sea estratovolcán y/o domo, aunque la influencia de la topografía, sobre todo los valles, puede enmascarar esta tendencia, ya que los flujos piroclásticos, llevados por la gravedad, rellenan los valles y depresiones. Así tenemos el caso del Huanguillaro, donde los T^D han formado un abanico hacia el E cubriendo el valle de Salinas o el del Fuya Fuya, donde todos los flujos han ido hacia el W. En el Imbabura se distribuyen más radialmente, aunque predominan hacia el E, N y W. Igual ocurre en el Cuicocha, pero la tendencia principal es hacia el SE, hacia el valle del río Ambi. En el Pululahua es radial hacia el E y el W, poco al N y casi nada hacia el S. En el Mojanda la distribución radial es más uniforme y sólo está interrumpida por el edificio del Cushnirrumi.

La composición de los T^D es dominantemente dacítica con cristales de plagioclasa y hornblenda, escasos biotita y cuarzo. También hay composiciones andesíticas y raras veces riodacíticas o riolíticas. La edad de cada T^D corresponde a la de su centro de emisión, tratado anteriormente.

10. Depósitos de Avalancha de Escombros (Avl)

En todos los principales aparatos andesíticos del mapa, a excepción del Pilavo, Yanaurco, Chiltazón e Imbabura, se han encontrado los rasgos típicos de una caldera de avalancha, más o menos preservados. En algunos casos como Cusín, Cubilche, Huanguillaro y Cushnirrumi, se distinguen los bordes de la caldera, pero el depósito correspondiente no aflora por estar cubierto por productos más jóvenes. Los depósitos de avalancha de escombros que se han representado en el mapa corresponden a los volcanes Mojanda, Cotacachi, Imbabura e Iguán. La composición dominante de los depósitos es andesítica, reflejando la del estratovolcán fuente. A veces hay material hidrotermalizado incluido y/o rocas más félsicas. El depósito es gravitacional en seco y tiene el aspecto de una brecha matriz-soportada con clastos angulares no sorteados, con texturas en rompecabezas, siendo la matriz el polvo de la roca misma. Las extensiones de estos depósitos pueden alcanzar decenas de kilómetros y tienden a seguir los cauces de los ríos y a rellenar depresiones. La edad varía según el evento que las formó, aunque casi todas son del Pleistoceno Medio a Superior. Una avalancha joven (Pleistoceno Superior) es la del Imbabura, cuyo depósito en el río Tahuando está cubierto por sedimentos lacustres y estos a su vez por un flujo piroclástico de unos 15000 a AP. La del Pululahua es talvez la más joven (Holoceno?), pero muy erosionada. Consiste de materiales fragmentados de domos dacíticos que han rellenado el drenaje hacia el río Guayllabamba. Las avalanchas más grandes son las del Cotacachi, del Huanguillaro y del Mojanda, la del Imbabura es regular y la del Iguán tiene un tamaño modesto.

11. Depósitos Aluviales Cuaternarios (Q_A)

Bajo esta denominación se han agrupado todos los depósitos mapeables, aparte de los arriba descritos, de tipo sedimentario aluvial, epiclástico y volcanoclástico distal, tanto primario como retrabajado, que se han acumulado en depresiones locales entre volcanes y a lo largo de los drenajes de los ríos y de sus afluentes. Su edad se considera Cuaternario y la fuente principal son los aparatos volcánicos de los alrededores.

12. Depósitos Coluviales

Son depósitos de tipo gravitacional, deslizamientos en masa, causados por la inestabilidad del terreno debido a actividad tectónica, inestabilidad de taludes, alteración hidrotermal, aguas superficiales y subterráneas y otros factores. Son numerosos en la zona mapeada, pero por razones de escala se han omitido los de menor tamaño.

Ing. Bernardo Beate

Quito, 27 de marzo del 2000

Lista de referencias

BARBERI F., COLTELLI M., FERRARA G., INNOCENTI F., NAVARRO J. M. and SANTACROCE F. (1988) Plio-Quaternary volcanism in Ecuador. Geol. Mag. 125 (1). G. Britain, pp. 1-14.

BEATE B. (1991) La Geotermia: conceptos generales, aplicaciones y estado actual en el Ecuador. Est. Geogr. #4, Coorp. Edit. Nac., Quito, pp. 71-84.

EGO F., SEBRIER M., CAREY-GAILHARDIS E. and BEATE B. (1996) Do the Billecocha normal faults (Ecuador) reveal extension due to lithospheric body forces in the Northern Andes? Tectonophysics 265, pp. 255-273.

HALL M. and BEATE B. (1991) El volcanismo Plio-Cuaternario en los Andes del Ecuador. Est. Geogr. #4, Coorp. Edit. Nac, Quito, pp. 5-17.

HALL M. and HILLEBRANDT CH. V. (1988) Mapa de los Peligros Volcánicos potenciales asociados con el Volcán Pululahua, Prov. de Pichincha. Escala 1:50000. Proyecto EPN-UNDRO. Instituto Geofísico-EPN, Quito.

HILLEBRANDT CH. V. (1989) Estudio Geovolcanológico del complejo Volcánico Cuicocha-Cotacachi y sus aplicaciones, Provincia de Imbabura. Tesis de magister, EPN, Quito.

OLADE (1980) Informe geo-vulcanológico: proyecto de investigación geotérmica de la República del Ecuador, Quito.

PAPALE P. and ROSSI M. (1993) A case of no-wind plinian fallout at Pululahua caldera (Ecuador): implications for models of clast dispersal. Bull. Volcanol. 55, Springer Verlag, pp. 523-535.

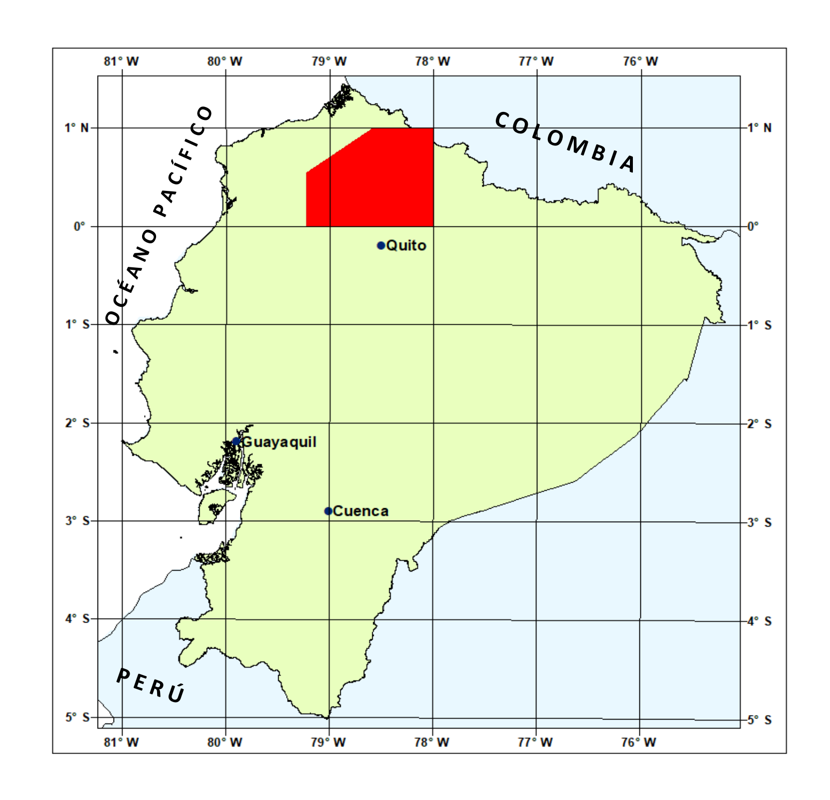
ROBIN C., HALL M., JIMÉNEZ M., MONZIER M. and ESCOBAR P. (1998) Mojanda volcanic complex (Ecuador): development of two adjacent contemporaneous volcanoes with contrasting eruptive styles and magmatic suites. Jour. South. Amer. Earth Sciences. V. 10, Nos. 5-6, pp. 345-359. Pergamon, G. Britain.

SALAZAR E. (1980) Com Pers., DGGM, Quito.

ANEXO 2 DEL INFORME:

GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL
DEL ECUADOR
ENTRE 0°00' Y 1°00' N

EDADES DE FÓSILES



PROGRAMA DE INFORMACIÓN Y CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA
(UBICACIÓN DEL ÁREA DEL MAPA 5)

M. BOLAND
L. PILATASIG
E. IBADANGO
W. MCCOURT
J. ASPDEN
R. HUGHES
B. BEATE

QUITO, 2000

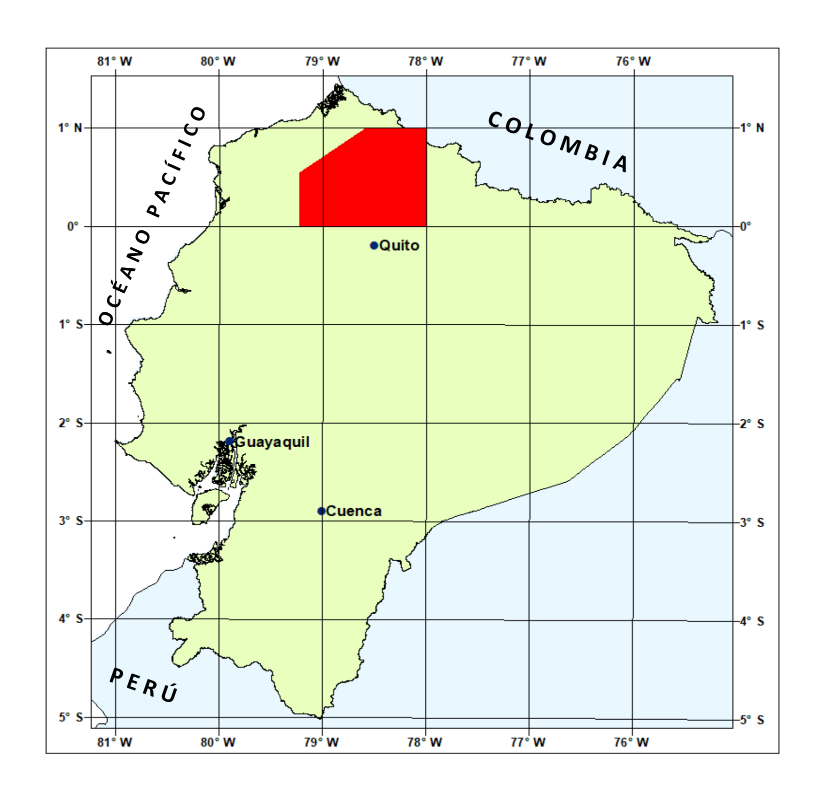
MUESTRAS PALEONTOLÓGICAS

MUESTRA	HOJA	COORDENADAS		EDAD		UNIDAD
		UTMX	UTMY	RANGO	PROBABLE	
M5-113	Guayllabamba	7472	265		Campaniano	Mulaute
M5-127	Otavalo	7845	286	Santoniano-Campaniano Temprano		Pallatanga
M5-128	Otavalo	7845	286		Cretácico Tardío	Natividad
M5-173	Calacalí	7754	059	Campaniano-Maastrichtiano		Yunguilla
M5-191	Calacalí	7731	115		Oligoceno Temprano	Silante
M5-196	Calacalí	7723	089		Eoceno	Silante
M5-212	Mira	8188	645		Eoceno	Rumi Cruz
M5-236	Carolina	8107	801	Campaniano-Eoceno		Pilatón
M5-184	Calacalí	7765	144	Campaniano Tardío-Maastrichtiano Temprano	Campaniano	Yunguilla
M5-245	Otavalo	7832	269	Campaniano-Maastrichtiano		Natividad
M5-274	Vacas Galindo	7783	207		Campaniano	Yunguilla
M5-372	Guadalupe	8046	869	Cretácico Tardío-Eoceno Tardío		Pilatón
M5-432A	Maldonado	8280	925		Oligoceno	El Laurel
M5-JX4 (233)	Carolina	8112	787		Maastrichtiano	Pilatón
M5-JX6 (213)	Mira	8184	655		Campaniano Tardío	Yunguilla
M5-JX11 (127)	Otavalo	7845	287	Santoniano-Campaniano Temprano		Pallatanga
M5-JX12 (127)	Otavalo	7845	287	Santoniano-Campaniano Temprano		Pallatanga
M5-JX14 (127)	Otavalo	7845	287		Maastrichtiano	Natividad
M5-JX15 (128)	Otavalo	7845	287	Campaniano Tardío-Maastrichtiano Temprano		Natividad
M5-JX17 (191)	Calacalí	7730	115	Eoceno Tardío-Oligoceno Medio		Silante
M5-268A	Calacalí	7770	120	Campaniano Tardío-Maastrichtiano Temprano	Campaniano	Yunguilla
M5-268B	Calacalí	7770	120	Eoceno		Rumi Cruz
M5-635	La Merced B. A.	7893	668	Paleoceno		Pilatón
M5-746	Guayllabamba	7275	236	Eoceno Medio-Eoceno Tardío		Tortugo
M5-794	Guayllabamba	7239	252	Eoceno?		La Cubera
M5-795	Guayllabamba	7227	293		Campaniano	Naranjal
M5-797X	P. V. Maldonado	7080	125		Paleoceno	La Cubera
M5-797Y	P. V. Maldonado	7080	125		Paleoceno	La Cubera
M5-874	Gualpi	7164	556	Campaniano Tardío-Maastrichtiano		Río Desgracia
M5-911	R. Las Piedras	7558	626	Cretácico Tardío	Campaniano	Colorado
M5-1010	Gualpi	6983	560	Campaniano Tardío-Campaniano Medio		Río Desgracia

ANEXO 3 DEL INFORME:

GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL
DEL ECUADOR
ENTRE 0°00’ Y 1°00’ N

GEOQUÍMICA



PROGRAMA DE INFORMACIÓN Y CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA
(UBICACIÓN DEL ÁREA DEL MAPA 5)

M. BOLAND
L. PILATASIG
E. IBADANGO
W. MCCOURT
J. ASPDEN
R. HUGHES
B. BEATE

QUITO, 2000

MUESTRA	J-7	JX-24	M5-1	M5-82	M5-124	M5-125	M5-158	M5-205a	M5-211a
UTMX	7748	7331	7897	7877	7844	7839	7879	7858	8197
UTMY	429	015	353	277	287	288	272	190	616
UNIT	Intrusivo	Intrusivo	Río Cala	Río Cala	Pallatanga	Pallatanga	Río Cala	Pallatanga	Pallatanga
LITOLOGÍA	Granodiorita	Gabro	Brecha	Toba	Pillow	Basalto	Brechas	Basalto	Pillow
LOCALIDAD	Apuela	Río Blanco	Chaupichupa	Urcutambo	Q. Pumamaque	Q. Pumamaque	Quinllachupa	Río Cala	Palacara
SiO_2	65.42	51.31	49.09	50.03	44.72	44.07	52.06	45.07	49.79
TiO_2	0.37	0.74	0.63	0.76	0.31	0.27	0.72	1.66	1.02
Al_2O_3	16.40	17.99	15.47	16.21	15.18	13.24	16.63	11.64	13.97
Fe_2O_3	4.52	10.81	9.44	9.97	9.98	8.38	8.98	13.75	12.21
MnO	0.08	0.16	0.13	0.15	0.13	0.13	0.15	0.25	0.18
MgO	1.89	4.98	8.11	5.60	9.67	7.55	6.24	5.11	7.34
CaO	4.71	7.67	10.85	7.60	9.88	13.11	6.49	11.54	9.97
Na_2O	4.11	3.10	2.31	3.82	2.61	2.38	3.27	3.79	2.92
K_2O	2.19	1.96	1.31	2.35	1.04	2.31	2.34	0.13	0.31
P_2O_5	0.12	0.10	0.23	0.37	0.05	0.05	0.43	0.17	0.09
LOI	0.24	1.24	2.28	3.18	6.50	8.64	2.73	7.01	1.75
Total	**100.05**	**100.06**	**99.85**	**100.04**	**100.07**	**100.13**	**100.04**	**100.12**	**99.55**
Ba	563	325	216	437	62	97	500	35	145
Ce	0	0	9	29	0	0	36	8	0
Co	9	36	39	35	45	35	32	52	50
Cr	7	33	318	81	522	403	89	31	198
Cs	0	0	0	0	1	0	7	0	8
Cu									
Hf	0	0	0	0	0	0	3	0	0
La	9	5	5	17	0	0	20	5	0
Nb	4	2	3	5	2	1	4	8	4
Nd	10	5	7	21	4	3	24	12	4
Ni	7	20	105	32	138	96	28	47	91
Pb	8	5	2	2	4	2	8	1	1
Rb	46	52	47	52	17	35	49	1	3
Sc	16	43	40	27	37	35	29	38	42
Sm	2	1	4	3	2	0	4	7	0
Sr	385	266	442	378	102	107	565	36	129
Th	4	0	1	2	0	2	2	2	0
U	2	0	0	2	2	0	1	2	0
V	75	337	247	272	198	163	247	375	311
Y	16	19	17	19	13	11	18	35	20
Zr	88	70	53	89	22	22	106	104	62
Ga									
S									
Zn									
Ta									

MUESTRA	M5-297	M5-299	M5-300	M5-303	M5-334	M5-348	M5-394	M5-441	M5-445
UTMX	8188	8194	8178	8147	8065	7912	8120	7768	7784
UTMY	635	633	655	738	836	920	1060	981	982
UNIT	Río Cala	Río Cala	Pallatanga	Pallatanga	S. J. L	Intrusivo	Naranjal	Intrusivo	Colorado
LITOLOGÍA	Roca verde	Roca verde	Pillow	Pillow	Andesita	Tonalita	Lavas	Tonalita	Dique
LOCALIDAD	Cuambo	Cuambo	Río Amarillo	Tercer Paso	Guallupe	Cachaco	Chical	Auchayacu	Guadual
SiO_2	50.53	56.05	43.22	49.87	54.87	49.28	52.22	58.62	65.61
TiO_2	0.56	0.46	0.21	0.61	0.53	0.72	0.90	0.56	0.65
Al_2O_3	13.51	18.32	10.76	14.69	18.16	19.26	15.86	16.98	15.44
Fe_2O_3	8.08	7.71	10.37	11.95	8.01	10.71	12.75	8.67	6.17
MnO	0.12	0.15	0.19	0.17	0.16	0.17	0.35	0.21	0.19
MgO	8.47	4.08	11.64	2.75	3.38	5.10	4.48	2.96	1.72
CaO	8.77	3.96	16.30	6.27	7.49	10.83	8.31	7.10	5.70
Na_2O	1.94	4.93	0.31	3.88	4.03	2.59	3.21	3.58	3.27
K_2O	0.18	2.11	0.10	2.33	1.70	0.38	1.00	0.75	1.08
P_2O_5	0.11	0.16	0.03	0.15	0.24	0.16	0.16	0.14	0.21
LOI	7.84	2.05	6.93	7.22	1.61	0.74	0.60	0.38	0.52
Total	**100.11**	**99.98**	**100.06**	**99.89**	**100.18**	**99.94**	**99.84**	**99.95**	**100.56**
Ba	198	1911	18	152	421	116	218	192	182
Ce	0	0	0	0	0	10	15	0	20
Co	34	27	50	47	23	35	45	27	13
Cr	639	99	1915	753	0	0	0	0	28
Cs	4	2	0	6	0	6	2	0	<2
Cu									13
Hf	0	0	0	0	0	0	0	0	3.7
La	5	10	0	0	0	0	0	5	10.1
Nb	3	2	1	4	2	2	2	2	3.4
Nd	6	3	0	2	10	9	13	9	18.0
Ni	192	33	365	120	13	17	19	4	<2
Pb	5	5	3	4	5	3	4	4	<1.4
Rb	1	35	1	46	25	7	25	10	14
Sc	34	30	39	42	21	38	39	26	20
Sm	0	4	0	4	1	8	4	3	
Sr	454	250	37	72	591	357	256	360	342.5
Th	2	1	4	0	1	3	2	0	2.8
U	1	1	0	2	0	2	1	1	<1.6
V	174	190	205	221	207	336	372	123	
Y	0	14	6	24	19	28	22	22	36.6
Zr	61	47	17	59	67	33	68	48	119
Ga									16
S									26
Zn									101
Ta									<2

MUESTRA	**M5-448**	**M5-448a**	**M5-448b**	**M5-456b**	**M5-456c**	**M5-456d**	**M5-461a**	**M5-542**	**M5-547**
UTMX	7794	7794	7794	7837	7837	7838	7944	7753	7839
UTMY	970	970	970	964	964	964	871	987	984
UNIT	Naranjal	Naranjal	Naranjal	Naranjal	Naranjal	Naranjal	S.J.L.	Intrusivo	Intrusivo
LITOLOGÍA	Brecha	Brecha	Brecha	Lava	Brecha (clasto)	Lava	Brecha (clasto)	Tonalita	Tonalita
LOCALIDAD	Río Piguambi	Río Piguambi	Río Piguambi	Río Lita	Río Lita	Río Lita	Río Cachaco	Anchayacu	Río Baboso
SiO_2	54.98	59.25	59.42	53.96	60.67	62.08	48.15	54.25	59.53
TiO_2	0.68	0.48	0.48	0.85	0.75	0.82	0.42	0.65	0.54
Al_2O_3	16.36	17.46	17.04	16.53	13.87	14.82	12.86	17.56	16.94
Fe_2O_3	9.46	7.25	7.09	10.53	9.34	8.05	8.09	10.43	7.69
MnO	0.17	0.15	0.15	0.21	0.20	0.14	0.13	0.24	0.16
MgO	4.59	2.52	2.54	3.05	2.88	1.77	8.97	3.96	2.99
CaO	8.91	6.38	6.11	5.98	5.10	4.42	14.77	8.19	7.26
Na_2O	2.55	3.58	4.00	6.67	4.99	6.18	2.50	2.90	3.13
K_2O	0.76	1.23	1.09	0.20	0.74	0.68	0.30	0.59	0.80
P_2O_5	0.15	0.20	0.20	0.27	0.24	0.38	0.12	0.09	0.11
LOI	1.51	1.02	1.91	1.81	1.16	0.68	3.65	0.83	0.67
Total	**100.12**	**99.52**	**100.03**	**100.06**	**99.94**	**100.02**	**99.96**	**99.69**	**99.82**
Ba	110	201	200	57	122	53	209	214	63
Ce	12.9	0	0	13	0	0	0	0	0
Co	30	21	20	34	24	38	28	22	39
Cr	23	0	5	0	8	553	0	0	548
Cs	<2	5	3	9	5	9	0	6	0
Cu	91								
Hf	<2	0	0	0	0	0	0	0	0
La	4.1	7	4	10	11	4	5	7	6
Nb	1.4	1	2	2	3	2	1	2	4
Nd	11.5	8	5	15	14	7	5	6	3
Ni	14	5	4	5	4	104	5	6	78
Pb	<1.4	4	4	5	4	4	3	3	2
Rb	9.5	16	14	1	11	6	10	13	36
Sc	29	17	15	32	28	45	36	26	38
Sm		0	1	4	0	3	1	0	5
Sr	320.8	446	387	192	318	255	347	318	167
Th	2.0	0	0	2	2	2	4	3	2
U	<1.6	1	0	1	1	1	0	1	1
V		70	62	218	200	292	171	147	163
Y	22.9	19	18	26	31	11	20	22	33
Zr	67.1	44	44	71	69	30	49	51	64
Ga	17								
S	118								
Zn	70								
Ta	<2								

MUESTRA	M5-552	M5-556	M5-658b	M5-680b	M5-682	M5-684	M5-687	M5-689	M5-740a
UTMX	8145	8142	7840	7587	7948	7953	7662	8123	7213
UTMY	738	623	973	954	945	953	1034	1080	260
UNIT	Pallatanga	Intrusivo	Naranjal	Naranjal	Naranjal	Naranjal	Naranjal	Naranjal	Naranjal
LITOLOGÍA	Pillow	Riodacita	Brechas	Basalto	Brechas	Pillow	Brecha	Lavas	Pillow
LOCALIDAD	Tercer Paso	Río Amarillo	Río Mira	Río Negro	Río Verde	Río Verde	Río Cachaví	Peñas Blancas	Salto del Tigre
SiO_2	44.21	75.20	52.13	45.92	56.15	51.73	63.22	53.40	68.43
TiO_2	0.52	0.50	0.72	0.67	0.61	1.00	0.56	0.87	0.67
Al_2O_3	12.07	17.03	17.69	17.86	15.09	15.98	14.88	15.83	12.81
Fe_2O_3	10.17	0.81	10.77	12.09	8.55	12.25	6.13	11.85	5.97
MnO	0.13	0.01	0.20	0.19	0.13	0.18	0.18	0.20	0.15
MgO	4.27	0.43	4.02	7.14	5.05	5.10	2.85	4.83	1.06
CaO	13.95	0.04	8.20	9.80	7.14	4.30	4.33	6.24	2.04
Na_2O	1.90	0.44	4.27	2.85	4.85	5.05	2.41	6.04	5.62
K_2O	1.66	1.57	0.53	0.52	0.38	1.78	2.00	0.28	1.88
P_2O_5	0.21	0.06	0.31	0.13	0.16	0.18	0.17	0.16	0.32
LOI	10.60	3.69	1.26	2.75	1.86	2.46	3.21	0.31	0.81
Total	**99.69**	**99.78**	**100.10**	**99.92**	**99.97**	**100.01**	**99.94**	**100.01**	**99.76**
Ba	787	167	200	57	379	561	69	181	174
Ce	0	13	10	0	0	0	0	17	18
Co	0	39	49	31	46	16	41	19	23
Cr	86	26	14	416	55	0	23	0	7
Cs	4	0	0	7	5	3	7	3	0
Cu									
Hf	0	0	0	0	0	3	0	3	4
La	7	11	4	7	4	9	7	12	15
Nb	4	1	2	3	2	3	2	4	2
Nd	6	16	9	9	13	16	7	17	22
Ni	2	17	30	120	27	5	23	0	7
Pb	21	3	1	0	1	3	4	4	5
Rb	28	9	5	7	26	32	2	8	14
Sc	15	27	34	29	33	24	36	20	21
Sm	5	9	2	0	0	7	7	4	6
Sr	310	373	413	182	145	487	93	353	343
Th	4	1	4	1	3	5	3	2	4
U	1	1	0	0	1	0	1	1	2
V	106	214	286	192	278	83	317	65	66
Y	5	29	15	24	26	34	21	35	40
Zr	85	80	40	56	86	110	75	114	144
Ga									
S									
Zn									
Ta									

MUESTRA	M5-740b	M5-740c	M5-773	M5-786	M5-787	M5-791A	M5-791B	M5-792	M5-792A
UTMX	7213	7213	7413	7277	7267	7055	7055	7162	7162
UTMY	260	260	276	328	227	522	522	343	343
UNIT	Naranjal	Naranjal	Naranjal	Intrusivo	Naranjal	Naranjal	Naranjal	Naranjal	Naranjal
LITOLOGÍA	Pillow	Pillow	Lavas	Diorita	Pillow	Basalto	Basalto	Pillow	Pillow
LOCALIDAD	Salto del Tigre	Salto del Tigre	Río Verde	Río Naranjal	Río Naranjal	C. Colón	C. Colón	R. Guayllabamba	R. Guayllabamba
SiO_2	60.50	50.59	48.39	52.33	52.84	49.80	49.19	52.93	56.53
TiO_2	0.76	0.68	0.53	0.53	0.86	1.19	1.16	0.71	0.69
Al_2O_3	15.84	15.33	16.62	15.21	16.66	14.99	14.27	14.57	13.77
Fe_2O_3	8.02	11.89	9.54	10.31	11.77	12.14	12.50	12.76	11.62
MnO	0.22	0.21	0.13	0.16	0.19	0.19	0.19	0.16	0.17
MgO	2.25	3.33	8.28	6.22	3.61	8.26	8.19	4.56	4.07
CaO	2.99	8.46	10.39	0.79	7.37	11.95	11.89	6.41	6.26
Na_2O	6.39	4.42	2.24	4.76	3.73	1.98	2.00	3.87	3.99
K_2O	0.83	1.37	0.16	1.30	0.32	0.13	0.14	1.87	1.04
P_2O_5	0.33	0.35	0.07	0.12	0.24	0.10	0.10	0.14	0.13
LOI	1.78	3.29	3.32	2.10	2.02	0.53	0.64	2.17	2.10
Total	**99.91**	**99.92**	**99.67**	**99.83**	**99.58**	**101.26**	**100.27**	**100.15**	**100.37**
Ba	80	105	63	157	201	38	24	223	172
Ce	0	13	12	15	27.4	26	22.8	15.1	17.7
Co	42	31	42	39	38	49	51	45	41
Cr	71	0	274	29	<2	251	216	<2	<2
Cs	0	1			<2	<2.0	<2.0	<2.0	<2.0
Cu			128	66	1267	153	150	29	31
Hf	0	0			2.9	<2.0	<2.0	<2.0	<2.0
La	6	9	4	4	7.9	5.7	4.5	<2.0	4.4
Nb	1	2	<2	<2	1.3	5.1	4.9	<0.8	1.7
Nd	11	14	4	13	16.3	11.0	11.0	9.0	9.0
Ni	16	5	46	26	6	106	118	15	13
Pb	3	1	<2	<2	<1.4	<1.4	<1.4	<1.4	<1.4
Rb	30	13	2	28	3.6	<1.0	1.7	44.4	18.2
Sc	29	24	57	43	30	46	41	35	37
Sm	0	3							
Sr	364	272	259	328	616.6	112.7	110.1	216.2	102.2
Th	3	4	2	3	4.1	<1.4	1.9	<1.4	3.0
U	1	0	<2	3	<1.6	<1.6	<1.6	<1.6	<1.6
V	352	191	303	260					
Y	20	28	11	21	23.5	23.8	24.8	21.1	20.0
Zr	53	68	27	83	87.3	71.5	67.7	58.9	57.4
Ga			15	14	19	18	17	15	15
S					177	319	834	<20	<20
Zn			78	41	97	84	78	73	63
Ta					5.2	2.3	<2.0	<2.0	<2.0

MUESTRA	**M5-792B**	**M5-805**	**M5-820**	**M5-835B**	**M5-870**	**M5-871**	**M5-873**	**M5-936**	**M5-1014**	**M5-1043**
UTMX	7162	7191	7233	7432	7205	7210	7165	7464	6973	7324
UTMY	343	523	290	744	512	521	557	564	544	662
UNIT	Naranjal	Intrusivo	Naranjal	Naranjal	Naranjal	Naranjal	Naranjal	Naranjal	Naranjal	Naranjal
LITOLOGÍA	Pillow	Gabro	Pillow	Basalto	Roca ígnea	Lavas	Roca ígnea	Basalto	Basalto	Lava
LOCALIDAD	R. Guayllabamba	R. Canandé	Naranjito	R. S. Miguel	R. Canandé	R. Salvador	W. R. Silencio	Río Bravo	R. Desgracia	Río Tigre
SiO_2	52.48	49.80	51.42	51.75	50.72	49.87	57.22	48.22	47.84	51.80
TiO_2	0.71	1.43	0.80	0.82	2.44	1.73	2.16	0.90	1.22	0.95
Al_2O_3	14.59	12.99	15.88	16.99	11.75	12.69	10.98	14.19	14.34	16.36
Fe_2O_3	12.99	14.71	12.74	11.11	18.13	16.54	14.94	10.94	13.30	11.23
MnO	0.16	0.22	0.18	0.16	0.21	0.22	0.20	0.16	0.24	0.17
MgO	4.72	5.90	4.83	6.22	3.56	5.52	1.54	9.29	7.48	4.54
CaO	6.26	9.28	7.04	9.65	7.70	6.75	6.99	11.78	9.64	6.02
Na_2O	3.80	2.85	4.08	2.42	3.63	4.36	4.54	1.83	3.77	5.71
K_2O	2.01	0.23	0.47	0.16	0.29	0.11	0.04	0.17	0.23	0.80
P_2O_5	0.14	0.12	0.22	0.14	0.21	0.14	0.30	0.08	0.10	0.13
LOI	2.14	1.38	1.55	1.10	1.57	1.68	1.17	2.43	1.85	2.17
Total	**100.00**	**98.91**	**99.21**	**100.52**	**100.21**	**99.61**	**100.08**	**99.99**	**100.01**	**99.88**
Ba	224	42	224	82	107	42	25	41	98	258
Ce	20.2	13	27.0	20.6	38	29	46	24	20	9
Co	46	57	44	41	65	61	47	49	54	41
Cr	<2	17	27	15	<2	28	18	417	166	16
Cs	<2.0		<2.0	<2.0						
Cu	23	195	124	150	196	159	18	132	143	115
Hf	<2.0		<2.0	<2.0						
La	<2.0	5	9.2	7.0	9	4	18	<4	6	<4
Nb	1.5	5	1.5	1.4	9	7	12	4	4	<2
Nd	9.6	8	14.8	9.3	20	11	29	10	<4	7
Ni	14	55	14	17	33	57	<2	135	93	23
Pb	<1.4	<2	<1.4	2.3	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Rb	47.2	3	3.9	1.8	4	<2	<2	3	3	10
Sc	42	51	41	33	41	48	35	42	40	35
Sm										
Sr	229.7	118	555.6	286.0	143	84	55	124	121	264
Th	2.1	3	2.8	3.8	4	2	2	3	2	2
U	<1.6	<2	<1.6	<1.6	2	2	<2	<2	<2	<2
V		375			564	480	33	271	340	390
Y	21.0	31	22.4	19.9	54	37	80	25	26	26
Zr	60.8	85	84.2	68.0	147	100	194	45	73	79
Ga	16	20	21	18	20	18	21	16	19	18
S	<20		88	94						
Zn	75	81	120	72	101	126	92	73	74	84
Ta	<2.0		2.0	3.1						

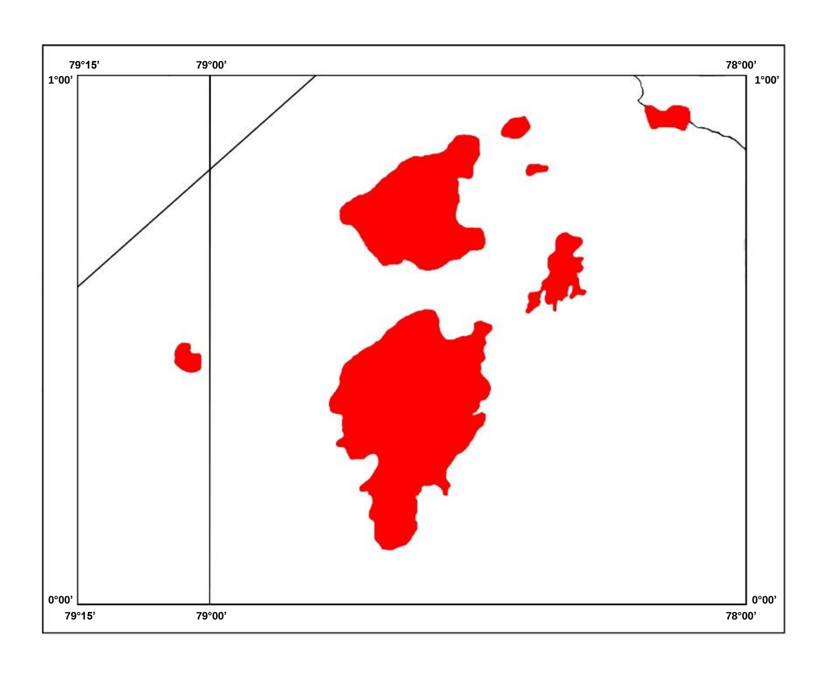
MUESTRA	M5-82	M5-124	M5-125	M5-158	M5-205A	M5-211A	M5-299	M5-300	M5-303	M5-394	M5-448	M5-658	M5-680B	M5-740C
La	17.01	2.85	2.36	22.86	8.59	4.02	7.87	1.38	5.38	6.35	6.98	10.33	6.26	6.22
Ce	38.59	5.49	6.46	48.11	22.85	11.21	17.58	2.69	11.1	15.4	15.54	23.98	14.76	14.62
Pr	4.6	0.76	0.94	5.78	3.32	1.72	2.01	0.43	1.49	2.23	2.1	3.35	1.96	2.14
Nd	18.96	3.72	4.53	25.33	16.15	8.73	9.06	2.28	7.11	11.79	10.43	16.51	9.48	11.17
Sm	4.9	1.27	1.4	6.24	5.27	3.01	2.7	0.78	2.41	3.77	2.95	4.92	3.1	3.49
Eu	1.55	0.53	0.5	1.74	2.11	1.26	0.92	0.32	1	1.18	0.97	1.45	1.23	1.11
Gd	4.71	1.94	2.02	4.86	7.41	4.65	3.18	1.5	4.23	4.08	3.18	5.09	3.93	3.52
Dy	4.68	2.8	2.48	4.25	9.09	5.48	3.62	2.1	5.43	4.63	3.3	5.07	4.15	3.47
Er	2.43	1.91	1.79	2.23	5.73	3.55	1.96	1.45	3.37	2.68	1.89	2.87	2.46	2.03
Yb	2.19	2.14	1.72	1.8	5.29	3.2	1.52	1.37	3.35	2.46	1.74	2.33	2.18	1.82
Lu	0.31	0.36	0.3	0.28	0.79	0.5	0.26	0.25	0.51	0.33	0.25	0.37	0.3	0.27

MUESTRA	M5-773	M5-786	M5-787	M5-791A	M5-792	M5-805	M5-820	M5-835	M5-870	M5-871	M5-873	M5-936	M5-1014	M5-1043
La	2.06	7.53	8.18	3.28	4.33	4.97	7.47	5.48	8.34	6.16	16.97	4.49	3.93	4.94
Ce	5.91	19.28	19.84	8.92	10.78	14.69	18.24	15.70	26.52	15.86	40.86	11.14	12.97	14.98
Pr	0.97	2.86	2.84	1.36	1.51	2.21	2.35	2.30	3.81	2.39	5.65	1.62	2.16	2.57
Nd	5.13	13.06	14.51	7.80	7.50	11.61	10.96	10.95	18.72	11.42	24.36	8.28	11.53	12.87
Sm	1.7	3.73	4.44	2.71	2.20	3.73	3.40	3.28	5.76	3.58	7.89	2.54	3.75	3.59
Eu	0.61	1.00	1.3	1.04	0.89	1.23	1.22	1.25	1.82	1.25	2.34	0.82	1.03	1.08
Gd	2.39	3.30	4.6	3.56	3.00	3.99	4.01	4.33	6.65	4.75	8.83	2.81	3.42	3.46
Dy	2.49	3.05	4.94	4.25	3.20	4.52	3.95	4.91	7.42	5.27	9.75	3.14	3.91	3.08
Er	1.73	1.86	2.75	2.57	199.00	3.00	2.31	3.08	5.10	3.33	5.65	2.24	2.37	2.07
Yb	1.61	1.66	2.54	2.53	1.89	3.24	2.25	2.70	5.29	3.74	6.12	2.03	2.42	2.23
Lu	0.24	0.25	0.38	0.39	0.29	0.51	0.35	0.42	0.78	0.56	0.90	0.30	0.37	0.35

ANEXO 4 DEL INFORME:

GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL
DEL ECUADOR
ENTRE 0°00' Y 1°00' N

EDADES RADIOMÉTRICAS



PROGRAMA DE INFORMACIÓN Y CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA
(UBICACIÓN DEL ÁREA DEL MAPA 5)

M. BOLAND
L. PILATASIG
E. IBADANGO
W. MCCOURT
J. ASPDEN
R. HUGHES
B. BEATE

QUITO, 2000

GEOCRONOLOGÍA MÉTODO POTASIO-ARGÓN

Muestra #	Hoja Topográfica	Unidad/Intrusivo	UTMX	UTMY	Mineral	Edad (Ma)	%K
JA-7	Apuela	Apuela	7748	429	Hornblenda Biotita	16.5 ± 1.1 16.0 ± 0.8	0.91-0.89 6.80-6.85
JX-24	S. M. Bancos	Sin nombre	7331	015	Hornblenda	28.7 ± 3.2	0.2
M5-348	Guadalupe	Cachaco	7912	915	Hornblenda	34.7 ± 1.7	0.18
M5-351	Guadalupe	Dique hornbléndico	7948	905	Hornblenda	36.3 ± 2.0	0.2
M5-441	Anchayacu	Río Santiago	7768	981	Hornblenda	44.6 ± 2.2	0.45
M5-520	L. M. Buenos Aires	La Merced	7977	707	Hornblenda	15.6 ± 1.1	0.55
M5-542	Anchayacu	Río Santiago	7753	987	Hornblenda	38.2 ± 1.9	
M5-542	Anchayacu	Río Santiago	7753	987	Hornblenda	38.2 ± 1.9	0.38
M5-547	Lita	Río Baboso	7839	984	Hornblenda Biotita	42.4 ± 2.1 42.2 ± 2.1	0.13 5.67
M5-547	Lita	Río Baboso	7839	984	Hornblenda	42.4 ± 2.1	0.78
M5-550	Guadalupe	Dique hornbléndico	8023	875	Hornblenda	19.8 ± 3.1	0.007
M5-550	Guadalupe	Dique hornbléndico	8023	875	Hornblenda	19.8 ± 3.1	0.1
M5-786C	Río Guayllabamba	Sin nombre	7277	328	Hornblenda	47.2 ± 2.4	0.14
M5-1526	Río Santiago	Río Santiago	7743	752	Biotita	41.9 ± 2.1	5.45
M5-1535	Río Santiago	Río Santiago	7621	771	Hornblenda	35.8 ± 1.8	0.27

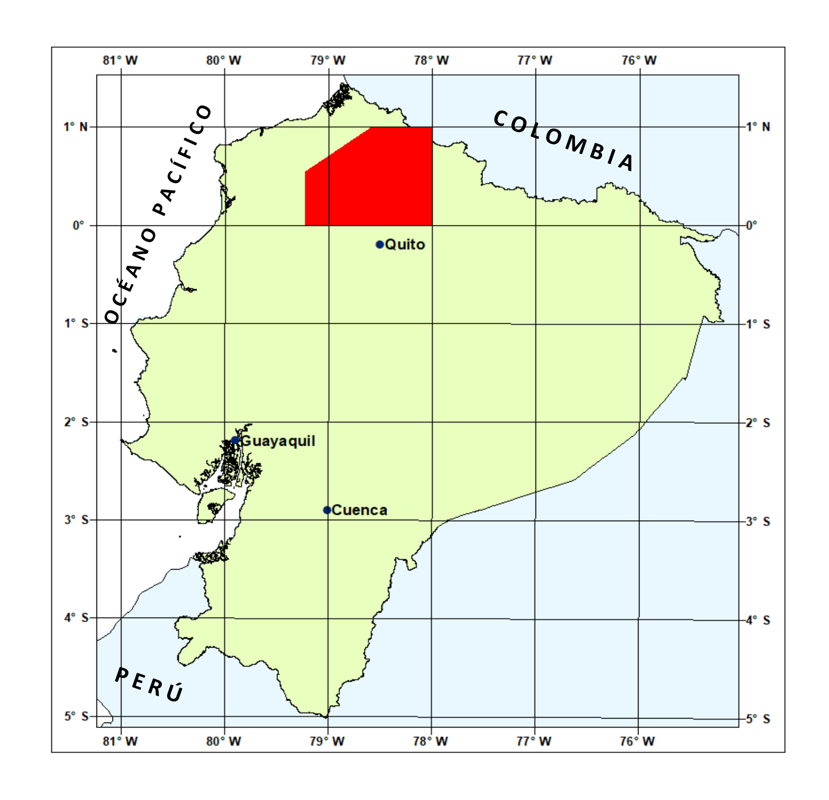
GEOCRONOLOGÍA MÉTODO TRAZAS DE FISIÓN

Muestra #	Hoja Topográfica	Unidad/Intrusivo	UTMX	UTMY	Edad (Ma)
M5-RH	Río Guayllabamba	S. Juan de Lachas	7319	241	23.5 ± 1.5
M5-076	Río Guayllabamba	S. Juan de Lachas	7338	253	24.5 ± 3.1
M5-108	Otavalo	Subvolcánico	7800	326	0.9 ± 0.1
M5-398	Maldonado	Maldonado	8147	1037	7.5 ± 0.4
CHI-329	L. M. Buenos Aires	Subvolcánico	8050	623	5.0 ± 2.9

ANEXO 5 DEL INFORME:

GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL
DEL ECUADOR
ENTRE 0°00' Y 1°00' N

PETROGRAFÍA



PROGRAMA DE INFORMACIÓN Y CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA
(UBICACIÓN DEL ÁREA DEL MAPA 5)

M. BOLAND
L. PILATASIG
E. IBADANGO
W. MCCOURT
J. ASPDEN
R. HUGHES
B. BEATE

QUITO, 2000

Muestra#	Hoja Topográfica	Coordenadas		Unidad	Mineralogía	Descripción
		UTMX	UTMY			
M5-1	Otavalo	7897	00353	Río Cala	Minerales máficos alterados a clorita. Feldespatos alterados a sericita	Lava fuertemente alterada
M5-24	S. M. B.	7423	00179	Mulaute	Matriz de sericita y opacos, granos finos redondeados de cuarzo	Cuarcita deformada
M5-25	S. M. B.	7421	00177	Mulaute	Matriz fina de cuarzo y minerales opacos. Vetillas de cuarzo y calcita	Limolita silicificada
M5-34	Calacalí	7524	00173	Pilatón	Granos de cuarzo, feldespatos finos, alargados. Manchas de clorita y epidota	Roca sedimentaria fina con vetillas de cuarzo y minerales opacos
M5-42	Calacalí	7530	00026	Pilatón	Fragmentos de feldespatos euhedrales y opacos. Matriz de feldespatos clorita y epidota	Roca sedimentaria
M5-50	S. M. B.	7504	00170	Pilatón	Clastos de feldespatos, piroxeno (augita). Matriz de feldespatos finos, clorita y epidota	Brecha volcánica deformada, con vetillas de cuarzo
M5-58	Vacas Galindo	7687	00192	Pilatón	Feldespatos finos subangulares, fragmentos de piroxeno y cuarzo, clorita y calcita	Roca ígnea silicificada y tectonizada, desarrollo de clivaje
M5-65	Vacas Galindo	7539	00252	Mulaute	Plagioclasas zonadas, granos alargados. Matriz de cuarzo, epidota y opacos	Roca sedimentaria deformada (pizarra)
M5-75	Guayllabamba	7319	00241	S. J. Lachas	Fragmentos de rocas sedimentarias alteradas. Matriz fina de cuarzo, opacos	Arenisca de grano medio con una ligera alteración
M5-79	Guayllabamba	7406	00270		Hornblenda basáltica, y piroxenos euhedrales. Plagioclasa zonada y vidrio	Andesita (dique)
M5-82	Otavalo	7877	00277	Río Cala	Fenocristales de feldespato y piroxeno. Matriz vesicular clorítica	Autobrecha
M5-83	Otavalo	7858	00287	Natividad	Matriz de feldespatos, cloritas y epidotas. Vesículas de clorita, sericita y cal	Roca ígnea de grano fino
M5-84	Otavalo	7868	00292	Río Cala	Fenocristales de piroxeno. Matriz fina de feldespatos y piroxenos	Roca ígnea
M5-85	Otavalo	7865	00295	Río Cala	Matriz de clorita y óxidos de Fe y Ti. Vesículas de cuarzo y clorita	Roca ígnea
M5-86	Otavalo	7866	00302	Río Cala	Clastos subredondeados, vesículas de cuarzo y clorita. Matriz de feldespatos finos y clorita	Brecha volcánica deformada
M5-97	Vacas Galindo	7758	00315	Pilatón	Cristales y granos de cuarzo	Arenisca de grano fino recristalizada
M5-104	Vacas Galindo	7778	00238		Fenocristales de piroxeno (augita), opacos. Matriz fina de clorita y epidota	Roca intrusiva
M5-106	Vacas Galindo	7782	00336		Matriz de sericita, feldespatos, clorita y epidota. Fenocristales de anfíbol	Roca ígnea de grano fino
M5-111A	Otavalo	7805	00323	Silante	Clastos de areniscas finas y rocas ígneas; matriz de feldespatos y piroxenos	Roca sedimentaria
M5-124A	Otavalo	7844	00287	Pallatanga	Clastos de calcita y epidota	Roca de textura esferulítica
M5-125	Otavalo	7839	00288	Pallatanga	Calcita en fracturas, también clorita y epidota	Roca ígnea muy alterada
M5-133	Otavalo	7853	00298	Pallatanga	Matriz fina de cuarzo, sericita y opacos, vesículas grandes de calcita y cuarzo	Roca sedimentaria
M5-137	Otavalo	7844	00268	Natividad	Fenocristales de feldespatos y piroxeno. Matriz fina de feldespatos, epidota y clorita	Roca ígnea vesicular
M5-139	Otavalo	7840	00266	Natividad	Fenocristales de feldespatos y piroxenos. Matriz fina de feldespatos	Roca ígnea
M5-144	Vacas Galindo	7729	00263	Pilatón	Matriz fina de cuarzo y clorita. Los clastos están deformados	Roca sedimentaria deformada
M5-157	Vacas Galindo	7754	00321	Pilatón	Capas ricas en cuarzo y capas ricas en opacos. Existen vetillas de cuarzo	Roca sedimentaria de grano fino
M5-158	Otavalo	7879	00279	Río Cala	Fenocristales de piroxeno (augita?) en una matriz fina cloritizada	Roca ígnea alterada
M5-159	Otavalo	7864	00265	Río Cala	Fenocristales de piroxenos alterados y rotos, vesículas de cuarzo. Matriz de clorita epidota y opacos	Roca ígnea vesicular alterada

Muestra#	Hoja Topográfica	Coordenadas		Unidad	Mineralogía	Descripción
		UTMX	UTMY			
M5-165	Mojanda	7820	00146	Natividad	Clastos de feldespatos y lavas. Matriz amorfa	Brecha
M5-166	Mojanda	7816	00149	Natividad	Feldespatos alterados y epidota. Matriz recristalizada de cuarzo, clorita y epidota	Brecha deformada con clastos volcánicos
M5-174	Calacalí	7769	00069	Natividad	Clastos redondeados de feldespatos alterados. Matriz fina de cuarzo y epidota	Roca sedimentaria
M5-177	Calacalí	7774	00032	Natividad	Cristales grandes de calcita. Matriz de clorita y calcita acicular	Roca sedimentaria con un grado de metamorfismo
M5-181	Mojanda	7792	00122	Yunguilla	Granos finos de cuarzo, vetillas y clastos de calcita	Arenisca de grano fino
M5-185	Calacalí	7765	00149	Yunguilla	Cristales de feldespato y piroxeno. Matriz fina con reemplazamiento de clorita	Toba o sedimento volcanogénico
M5-189	Mojanda	7801	00131	Natividad	Fenocristales de feldespato, vesículas de cuarzo. Matriz fina de feldespato	Roca ígnea vesicular
M5-190	Mojanda	7823	00176	Natividad	Pequeños granos de cuarzo, matriz arcillosa	Roca sedimentaria con clivaje
M5-197	Calacalí	7714	00039	Pallatanga	Clastos euhedrales de feldespato. Matriz de calcita, cuarzo y feldespato	Brecha con clastos de rocas volcánicas porfiríticas
M5-205	Otavalo	7858	00190	Pallatanga	Feldespatos deformados. Matriz de clorita y epidota	Roca ígnea alterada
M5-205A	Otavalo	7858	00190	Pallatanga	Fenocristales de feldespato, fragmentos de piroxeno. Matriz fina de feldespato, cuarzo, opacos y clorita	Roca ígnea alterada y tectonizada
M5-209	Mira	8078	00579	Silante	Feldespatos euhedrales y opacos. Matriz fina de cuarzo y feldespatos	Roca ígnea alterada
M5-211A	Mira	8197	00616	Pallatanga	Minerales con alto relieve y baja birrefringencia	Textura esferulítica. Clivaje en algunos lugares
M5-212A	Mira	8188	00645	Rumi Cruz	Granos de cuarzo dentro de una matriz de grano fino	Roca sedimentaria con clastos angulares de piroxeno
M5-213A	Mira	8184	00655	Yunguilla	Matriz fina, granos de tamaño uniforme, vetillas de cuarzo y calcita	Roca sedimentaria, lutitas con desarrollo de un ligero clivaje
M5-217	Mira	8185	00668	Yunguilla	Matriz cristalina de cuarzo. Granos de actinolita y algo de calcita	Roca de textura ígnea
M5-229A	Mira	8141	00737	Pilatón	Granos finos redondeados de diferente composición, clorita y calcita	Arenisca de grano fino alterada
M5-229B	Mira	8141	00737	Pilatón	Granos finos redondeados de diferente composición, clorita y calcita	Arenisca de grano fino alterada
M5-231	La Carolina	8117	00776	Pilatón	Feldespatos subredondeados, granos que parecen epidota	Roca sedimentaria recristalizada
M5-231A	La Carolina	8117	00776	Pilatón	Feldespatos fíricos y olivinos. Matriz de clorita y epidota con feldespatos	Brecha con clastos subangulares
M5-231B	La Carolina	8117	00776	Pilatón	2 clastos de feldespato fírico y piroxeno. Matriz fina verde	Brecha con clastos angulares a subredondeados de rocas negras
M5-233	La Carolina	8112	00787	Pilatón	Matriz fina de clorita, sericita y cuarzo, granos feldespato, cuarzo y otros líticos	Roca sedimentaria retrabajada
M5-236	La Carolina	8107	00801	Pilatón	Matriz de cuarzo y clorita con granos de cuarzo deformado y feldespatos	Arenisca verde de grano medio a grueso
M5-247	Otavalo	7838	00265	Pilatón	Matriz fina de feldespato, sericita y clorita. Fenocristales de piroxeno y feldespatos euhedrales	Roca ígnea vesicular con minerales recristalizados
M5-250	Otavalo	7829	00201	Río Cala	Fragmentos de piroxeno, vesículas de calcita. Matriz de feldespatos finos	Lava alterada con vetillas de cuarzo y calcita
M5-254	Otavalo	7821	00191	Río Cala	Fragmentos finos de piroxeno, clastos de rocas ígneas alteradas	Brecha tectonizada
M5-254A	Otavalo	7821	00191	Río Cala	Clastos de lavas alteradas, fragmentos de piroxeno. Matriz de clorita y vetillas de cuarzo	Toba tectonizada
M5-258	Mojanda	7832	00151		Fenocristales de piroxeno, feldespatos alterados, opacos, machas de clorita	Roca intrusiva (gabro)

Muestra#	Hoja Topográfica	Coordenadas		Unidad	Mineralogía	Descripción
		UTMX	UTMY			
M5-260	Mojanda	7812	00154	Natividad	Fragmentos de piroxeno y feldespato. Matriz feldespática	Roca volcanosedimentaria
M5-263	Mojanda	7793	00137	Rumi Cruz	Fragmentos de cuarzo. Rocas sedimentarias, opacos en matriz fina arcillosa	Arenisca de grano medio alterada
M5-267	Calacalí	7770	00118	Rumi Cruz	Granos de cuarzo redondeado y subredondeado, calcita en las fracturas	Arenisca de grano muy grueso
M5-267A	Calacalí	7770	00118	Rumi Cruz	Fragmentos de cuarzo y plagioclasa, clastos de rocas sedimentarias silíceas	Areniscas de grano medio. Matriz fina de cuarzo, opacos, clorita y epidota
M5-280	Vacas Galindo	7518	00206	Mulaute	Clastos de anfibol que están siendo reemplazados por biotita	Dique. Matriz fina de cuarzo y pequeños granos de biotita
M5-287	S. M. B.	7410	00176	Mulaute	Clastos de material vesicular y porfirítico; cristales de feldespatos	Lava o autobrecha; la matriz clorítica parece ser vesicular
M5-288	S. M. B.	7423	00180	Mulaute	Granos redondeados de cuarzo en matriz fina de cuarzo y feldespatos con epidota y clorita	Arenisca fina
M5-291	S. M. B.	7495	00184	Pilatón	Granos redondeados y fracturados; las fracturas contienen calcita	Arenisca rica en cuarzo
M5-298	Mira	8196	00626	Río Cala	Augitas euhedrales y feldespatos. Algo de clorita en los intersticios	Roca ígnea verde de grano fino a medio
M5-300	Mira	8178	00655	Pallatanga	Minerales fibrosos y con gran cantidad de calcita	Roca ígnea alterada
M5-301A	Mira	8118	00655	Pallatanga	Clastos de feldespato y piroxeno euhedrales. Matriz de feldespato y piroxeno, sericitizada	Brecha con clastos redondeados
M5-303	La Carolina	8147	00783	Pallatanga	Matriz fina de feldespatos alargados, granos de epidota, vetillas de cuarzo y calcita	Lavas deformadas y alteradas
M5-311	La Carolina	8171	00802	Pilatón	Numerosos opacos en la sección. Clorita y epidota en las fracturas	Roca ígnea silicificada
M5-317	La Carolina	8150	00783	Pilatón	Feldespatos subangulares y clastos volcánicos en una matriz fina	Arenisca volcánica
M5-326	La Carolina	8097	00796	Pilatón	Clastos de material volcánico y feldespatos. Matriz fina de cuarzo, clorita y epidota	Arenisca volcánica
M5-332A	Mira	8073	00729	S. J. de Lachas	Fenocristales de plagioclasa zonada, anfíbol (hornblenda). Matriz fina de feldespatos y vidrio	Roca ígnea, posible dique hornbléndico
M5-334	La Carolina	8065	00836	S. J. de Lachas	Anfíbol y feldespatos euhedrales. Matriz de cuarzo y feldespatos con epidota y calcita	Roca ígnea
M5-336	La Carolina	8075	00854	S. J. de Lachas	Fenocristales de feldespatos y fragmentos de piroxeno. Matriz fina de feldespato y opacos	Brecha ígnea
M5-338	La Carolina	8088	00856	El Laurel	Matriz fina calcárea con grandes foraminíferos	Caliza con corales gasterópodos y bivalvos macroscópicos
M5-348	Guadalupe	7912	00915		Fenocristales de feldespatos, cuarzo, plagioclasas zonadas, anfíbol y piroxeno	Roca intrusiva (granodiorita)
M5-350	Guadalupe	7939	00909	Tortugo	Feldespatos euhedrales, agregados de feldespatos y anfíbol en una matriz de feldespatos	Roca volcánica
M5-351	Guadalupe	7948	00905		Fenocristales de feldespatos euhedrales y anfíbol. Matriz fina de feldespatos y anfíbol	Lava
M5-358	Guadalupe	8036	00807	Pilatón	Clastos de rocas ígneas con piroxenos euhedrales (augita)	Roca clástica con fragmentos de feldespatos subredondeados
M5-364	La Carolina	8064	00831	S. J. de Lachas	Feldespatos euhedrales y vesículas con calcita y clorita	Roca volcánica
M5-368	Guadalupe	7987	00908	S. J. de Lachas	Feldespatos fíricos y clastos de anfíbol. Matriz con parches de clorita	Brecha con clastos angulares
M5-393	Maldonado	8116	01061	Naranjal	Fenocristales de feldespatos, actinolita, opacos, algunos granos fibrosos, cuarzo y biotita	Basalto
M5-394	Maldonado	8120	01060	Naranjal	Fenocristales de piroxeno y feldespato, agregados de anfíbol en las fracturas	Roca volcánica alterada, clorita y cuarzo recristalizado, biotita y epidota
M5-395	Maldonado	8120	01052	S. J. de Lachas	Feldespatos polisintéticos y anfíbol, biotita verde e intercrecimiento de anfíbol	Roca ígnea

Muestra#	Hoja Topográfica	Coordenadas		Unidad	Mineralogía	Descripción
		UTMX	UTMY			
M5-404	Maldonado	8215	01032	S. J. de Lachas	Fragmentos de cuarzo y rocas sedimentarias finas	Arenisca de grano medio
M5-426	Maldonado	8269	00964	El Laurel	Granos euhedrales de piroxeno, feldespato y anfíbol, clastos de lavas	Arenisca
M5-439A	Anchayacu	7761	00994	Colorado	Pequeños granos de anfíbol, clastos de material vesicular	Roca sedimentaria, granos de feldespatos en una matriz de epidota y clorita
M5-439C	Anchayacu	7761	00994	Colorado	Feldespatos angulares, clastos vesiculares, granos de actinolita	Autobrecha con feldespatos en una matriz vesicular y clorita
M5-441	Anchayacu	7768	00981		Fenocristales de feldespato, piroxeno, cuarzo, hornblenda, biotita	Roca intrusiva (Tonalita)
M5-443A	Anchayacu	7751	00997	Colorado	Clastos redondeados de feldespatos finos, opacos y clorita. Fenocristales de plagioclasa	Toba cristalizada
M5-445	Lita	7784	00982	Naranjal	Feldespatos angulares, parches de anfíbol. Matriz fina de anfíbol y clorita	Roca volcánica, posible dique
M5-446	Lita	7788	00982	Naranjal	Feldespatos euhedrales y granos angulares de anfíbol	Brecha
M5-448	Lita	7794	00970	Naranjal	Clastos de piroxeno y feldespato. Matriz vesicular con clorita	Brecha; matriz con alteración clorítica, granos félsicos y piroxeno
M5-449	Lita	7801	00975	Naranjal	Feldespatos de 3 mm y piroxeno de 1 mm. Matriz de feldespatos y opacos	Roca ígnea; alteración clorítica
M5-456A	Lita	7837	00964	Naranjal	Clastos con vesículas rellenas de clorita, fenocristales de feldespatos y clinopiroxenos	Roca sedimentaria. Clastos retrabajados de feldespatos angulares
M5-456B	Lita	7387	00964	Naranjal	Fenocristales de feldespato y piroxeno, granos de cuarzo. Matriz fina de feldespatos y clorita	Lava de textura porfirítica alterada
M5-456D	Lita	7387	00964	Naranjal	Fenocristales de feldespato y piroxeno. Matriz de feldespatos finos, clorita y epidota	Lava de textura porfirítica alterada
M5-520	L. M. B. A.	7978	00707		Fenocristales de feldespato, cuarzo, plagioclasa, anfíbol y opacos	Roca intrusiva (granodiorita)
M5-542	Anchayacu	7753	00987		Fenocristales de plagioclasa, anfíbol, cuarzo, opacos, reemplazados por clorita	Roca intrusiva (granodiorita alterada)
M5-547	Lita	7839	00984		Fenocristales de feldespato, cuarzo, opacos y piroxeno alterados	Roca intrusiva (tonalita)
M5-549	Guadalupe	8010	00878	S. J. de Lachas	Feldespatos y anfíbol redondeados. Anfíboles reemplazados por clorita	Roca sedimentaria con clastos volcánicos y sedimentos retrabajados
M5-550	Guadalupe	8023	00875	S. J. de Lachas	Fenocristales de feldespato y piroxeno. Matriz fina de feldespatos, vidrio y opacos, granos de cuarzo	Roca ígnea de textura porfirítica
M5-577	Guadalupe	7907	00774	Tortugo	Fragmentos de rocas sedimentarias, plagioclasa y cuarzo, machas de clorita	Arenisca de grano medio algo alterada
M5-581	Guadalupe	7888	00791	S. J. de Lachas	Anfíbol y piroxeno rotos en matriz fina de feldespatos, vidrio y opacos	Lava de textura afanítica
M5-585	Guadalupe	7830	00841	Tortugo	Fenocristales de feldespatos y piroxenos. Matriz criptocristalina	Autobrecha; matriz vesicular clorítica y fragmentos de clinopiroxeno.
M5-592B	Guadalupe	7830	00841	Naranjal	Fenocristales de feldespato y piroxeno, vesículas rellenas de cuarzo, clorita y epidota	Matriz de grano fino de opacos, feldespatos y clorita
M5-593	Guadalupe	7441	00838	Naranjal	Feldespatos de 5 mm alineados, clorita y epidota en los intersticios	Roca ígnea con vesículas de cuarzo en una matriz verde de grano fino
M5-605	Guadalupe	7851	00900	Naranjal	Feldespatos euhedrales, algunas vesículas, bastante epidota	Roca ígnea
M5-610	Lita	7840	00984	Naranjal	Feldespatos euhedrales en una matriz fina de actinolita y granos de piroxeno	Roca volcánica alterada
M5-615	Lita	7840	00984	Naranjal	Fenocristales de feldespatos, fragmentos de piroxeno. Matriz fina de feldespatos, clorita, epidota, opacos	Roca ígnea porfirítica alterada
M5-619	Lita	7871	00982	Naranjal	Clorita y epidota dominante, remanentes de anfíbol	Roca altamente alterada
M5-621	Lita	7857	00970	Naranjal	Clastos subredondeados. Feldespatos en una matriz de clorita y feldespatos angulares	Brecha con clastos subangulares y matriz verde de grano medio

Muestra#	Hoja Topográfica	Coordenadas		Unidad	Mineralogía	Descripción
		UTMX	UTMY			
M5-623A	Guadalupe	7839	00916	Naranjal	Clastos subredondeados de lavas vesiculares con fenocristales de feldespatos	Brecha con fragmentos de feldespatos y piroxeno, reemplazamiento de clorita
M5-630	Lita	7875	00941	Naranjal	Núcleos de piroxeno y coronas de anfíbol, parches de clorita y epidota	Rica ígnea verde recristalizada
M5-634	La Merced	7911	00673	Pilatón	Clastos de rocas ígneas y sedimentarias; matriz de feldespatos y cuarzo	Arenisca volcánica
M5-643	Guadalupe	7846	00743	Tortugo	Clastos de rocas vesiculares. Matriz con granos subredondeados	Roca altamente alterada a calcita, sericita y clorita
M5-644	Guadalupe	7842	00748	Tortugo	Fragmentos de rocas ígneas, feldespatos y piroxeno. Matriz fina de feldespatos, cuarzo y clorita	Brecha ígnea alterada
M5-646	Guadalupe	7840	00973	S. J. de Lachas	Clastos subredondeados de material vesicular. Máficos y algunas augitas.	Arenisca de grano medio color verde. Matriz feldespática fina
M5-651	Guadalupe	7817	00798	S. J. de Lachas	Fragmentos de feldespatos grandes, cuarzo, piroxenos subangulares. Matriz fina de feldespatos	Brecha ígnea
M5-658	Lita	7840	00975	Naranjal	Clastos de feldespatos fíricos y lavas cloritizadas y epidotizadas	Clastos subangulares a redondeados de feldespatos en una matriz fina de color verde
M5-662	La Carolina	8065	00823		Plagioclasas grandes, piroxenos, opacos, clorita en los intersticios	Roca intrusiva (diorita)
M5-663	Guadalupe	7928	00844	S. J. de Lachas	Feldespatos subangulares, hornblenda, piroxeno, anfíbol (actinolita), opacos. Matriz alterada	Lava
M5-666	Guadalupe	7883	00860	Naranjal	Cristales de piroxeno y feldespato en una matriz opaca de grano fino	Brechas. Numerosas amígdalas rellenas con clorita, calcita y cuarzo
M5-667	Guadalupe	7880	00861	Naranjal	Feldespatos euhedrales, vesículas de clorita. Granos de piroxeno. Matriz fina	Lava alterada
M5-668	Guadalupe	7902	00899	Tortugo	Feldespatos, actinolita, clastos de rocas de grano fino	Roca clástica con fábrica definida por fragmentos de actinolita
M5-676	La Carolina	8191	00811		Plagioclasas grandes alteradas, biotita, máficos alterados con clorita y epidota	Roca intrusiva (gabro)
M5-680	Anchayacu	7587	00954	Naranjal	Fenocristales de augita, feldespatos y vesículas esféricas con clorita	Roca ígnea vesicular. Matriz fina de feldespatos, epidota y clorita
M5-680A	Anchayacu	7587	00954	Naranjal	Fenocristales de feldespatos y piroxeno, vesículas de cuarzo y clorita. Matriz fina de feldespatos y opacos	Roca ígnea vesicular con clorita y epidota
M5-680B	Anchayacu	7587	00954	Naranjal	Cristales finos de feldespatos y opacos, gran cantidad de clorita y epidota	Lava de textura afanítica alterada
M5-683	Lita	7953	00948	Tortugo	Fragmentos de feldespatos, piroxeno y opacos. Matriz fina de feldespatos, cuarzo, clorita y epidota	Arenisca de grano medio alterada
M5-687	Anchayacu	7662	01034	Naranjal	Matriz de grano fino cloritizada. Feldespatos euhedrales y augitas	Brecha con clastos de feldespatos fíricos tobáceos
M5-689	Maldonado	8123	01080	Naranjal	Fenocristales de feldespatos, piroxenos rotos y alterados. Matriz fina de feldespatos alargados, clorita	Roca ígnea alterada
M5-690	S. M. B.	7302	00182	S. J. de Lachas	Fragmentos de piroxeno y feldespato en matriz fina alterada	Arenisca volcánica
M5-690A	S. M. B.	7302	00182	S. J. de Lachas	Fenocristales de feldespatos, fragmentos de piroxenos, opacos, manchas de clorita	Roca ígnea
M5-693	Guayllabamba	7403	00270		Minerales alterados y deformados, clorita en los planos de clivaje, granate?	Roca metamórfica (esquisto)
M5-696	La Carolina	8266	00872		Matriz de feldespatos finos, fragmentos de rocas ígneas, manchas de clorita	Lava (posible dique). Cuarzomonzonita
M5-704	La Carolina	8327	00884	Río Cala	Clastos y minerales deformados. Matriz de epidota y clorita	Posible toba o brecha tectonizada
M5-706	La Carolina	8329	00904	Natividad	Fragmentos de feldespato, piroxeno y cuarzo. Matriz fina de cuarzo, opacos, clorita y epidota	Arenisca de grano fino
M5-710	Guadalupe	7895	00741	Mulaute	Feldespatos angulares en una matriz fina de cuarzo y feldespato	Roca clástica, contiene clorita y algo de epidota
M5-712	Guadalupe	7893	00750	Tortugo	Fragmentos de cuarzo, piroxeno y opacos en matriz fina de igual composición	Arenisca de grano medio

Muestra#	Hoja Topográfica	Coordenadas		Unidad	Mineralogía	Descripción
		UTMX	UTMY			
M5-713	Guadalupe	7892	00750	S. J. de Lachas	Fragmentos de feldespatos subhedrales, piroxenos alterados. Matriz fina de feldespatos	Toba
M5-714	Guadalupe	7891	00753	S. J. de Lachas	Fenocristales de feldespatos, fragmentos de rocas de diferente composición y opacos	Toba algo alterada
M5-722A	Imantag	7996	00450	Río Cala	Calcita en vesículas y en fracturas. Matriz de clorita y epidota	Roca ígnea vesicular, con un grado de metamorfismo
M5-729	La Merced	7815	00652	Mulaute	Clastos de piroxeno y rocas volcánicas. Fenocristales de piroxeno y feldespato	Roca clástica, difícil identificar la matriz de grano fino
M5-732	La Merced	7832	00673	El Laurel	Fragmentos de feldespato, cuarzo y opacos en una matriz muy fina	Arenisca arcillosa
M5-734	La Merced	7822	00682	Tortugo	Cristales de feldespatos y piroxeno en una matriz de cuarzo y feldespato	Roca ígnea alterada de color verde
M5-735	La Merced	7823	00682	Tortugo	Feldespatos euhedrales sericitizados, piroxeno, algunos granos de olivino	Roca clástica de grano medio, piroxenos reemplazados por clorita
M5-740A	Golondrinas	7213	00260	Naranjal	Fenocristales de feldespato, vesículas de cuarzo y calcita. Matriz fina de feldespatos, cuarzo, clorita	Lava alterada con vesículas de cuarzo y calcita
M5-740B	Golondrinas	7213	00260	Naranjal	Fenocristales de feldespato, fragmentos de piroxeno. Matriz fina de feldespatos, clorita, epidota y cuarzo	Lava alterada
M5-740C	Golondrinas	7213	00260	Naranjal	Fenocristales de feldespato, fragmentos de piroxeno. Matriz fina de feldespatos, clorita, epidota y cuarzo	Lava alterada con vesículas de cuarzo y calcita
M5-741	Guayllabamba	7366	00260	Naranjal	Feldespatos subhedrales y augitas, vesículas rellenas de cuarzo y calcita	Lava de grano medio, granos de 3 mm, piroxenos euhedrales y vesículas
M5-743	Guayllabamba	7305	00243	Naranjal	Feldespatos euhedrales, algunos máficos, vesículas rellenas de clorita	Roca de grano fino gris verdosa
M5-744	Guayllabamba	7305	00263	Naranjal	Augitas subhedrales y feldespatos euhedrales. Matriz de grano fino	Lava con vesículas rellenas de cuarzo
M5-745	Guayllabamba	7275	00236	Tortugo	Clastos de feldespatos fíricos. Matriz de feldespatos y fragmentos de anfibol	Brechas. Matriz de grano fino, clastos de 2 cm de rocas riolíticas
M5-763B	Guayllabamba	7499	00332	Tortugo	Clastos de lava de grano fino. Feldespatos euhedrales saussuritizados	Arenisca color verde, matriz de grano medio, máficos cloritizados
M5-765	Guayllabamba	7496	00318	Tortugo	Feldespatos angulares en una matriz fina de feldespatos, epidota y clorita	Roca sedimentaria de grano fino con feldespatos euhedrales de 2 mm
M5-773	Guayllabamba	7413	00276	Naranjal	Clastos de rocas ígneas con piroxeno	Brecha con clastos volcánicos subredondeados
M5-776	Guayllabamba	7456	00287	Tortugo	Granos de feldespatos saussuritizados, cuarzo subredondeado y augita, algo de anfíbol	Brecha alterada hidrotermalmente
M5-783	Guayllabamba	7350	00241	S. J. de Lachas	Fragmentos angulares de feldespato, anfíbol y piroxeno en matriz fina de feldespatos	Conglomerado
M5-784	Guayllabamba	7343	00236	S. J. de Lachas	Granos subredondeados de cuarzo y sedimentos. No existen máficos	Roca sedimentaria de grano grueso, granos de 2 mm
M5-786	Guayllabamba	7277	00328		Fenocristales de feldespatos, piroxenos rotos y alterados, clorita y epidota en los intersticios	Roca intrusiva (diorita)
M5-786A	Guayllabamba	7277	00328		Fenocristales de feldespatos, fragmentos de piroxeno, clorita y epidota en los intersticios	Roca intrusiva (diorita)
M5-787	Guayllabamba	7267	00327	Naranjal	Matriz fina de feldespatos alargados, opacos, clorita y epidota, fragmentos de piroxeno	Lava de textura afanítica alterada
M5-788	Guayllabamba	7252	00315	Naranjal	Matriz fina de feldespatos alargados, opacos, clorita, epidota, fragmentos de piroxeno	Lava de textura afanítica alterada
M5-791A	Zapallo	7055	00522	Naranjal	Cristales finos de feldespato alargado, fragmentos de piroxeno, manchas de clorita	Basalto tectonizado y alterado
M5-791B	Zapallo	7055	00522	Naranjal	Cristales finos de feldespato alargado, fragmentos de piroxeno, manchas de clorita	Basalto tectonizado y alterado
M5-791C	Zapallo	7055	00522	Naranjal	Matriz de clorita, vesículas de cuarzo, pocos cristales de feldespatos	Basalto completamente alterado
M5-792	Golondrinas	7162	00343	Naranjal	Feldespatos alargados, fragmentos de clinopiroxeno, manchas de clorita, epidota y opacos	Lava de textura afanítica alterada, posible presencia de espinela

Muestra#	Hoja Topográfica	Coordenadas		Unidad	Mineralogía	Descripción
		UTMX	UTMY			
M5-792A	Golondrinas	7162	00343	Naranjal	Feldespatos alargados, fragmentos de piroxeno, manchas de clorita, epidota y opacos	Lava de textura afanítica alterada
M5-793	Golondrinas	7191	00337	Colorado	Granos finos de cuarzo, feldespatos subangulares y fragmentos de anfíbol	Arenisca de grano fino
M5-799	Zapallo	7156	00545		Plagioclasas deformadas, piroxenos alterados, opacos, clorita y epidota	Roca intrusiva (gabro)
M5-801	Zapallo	7207	00514	Naranjal	Fenocristales de feldespatos, fragmentos de piroxeno, opacos. Matriz fina de feldespatos, clorita, epidota	Roca ígnea porfirítica alterada
M5-801A	Zapallo	7207	00514	Naranjal	Fenocristales de feldespatos alterados y deformados, piroxeno, opacos, clorita y epidota	Roca ígnea porfirítica alterada
M5-805	Zapallo	7191	00523		Plagioclasas grandes alteradas y deformadas, piroxeno y anfíbol alterados	Roca intrusiva deformada (gabro) gran cantidad de clorita y epidota
M5-808	Zapallo	7174	00546		Fenocristales de feldespatos y piroxenos alterados, opacos y manchas de clorita	Roca intrusiva alterada (gabro), piroxenos rotos
M5-809	Zapallo	7168	00551	Naranjal	Fragmentos de feldespatos aciculares, epidota y clorita. Fenocristales de feldespatos	Lava recristalizada con los cristales alineados
M5-810	Gualpi	7180	00560	R. Desgracia	Fragmentos de rocas ígneas, piroxeno y cuarzo. Matriz fina de clorita y cuarzo	Arenisca de grano medio alterada
M5-811	Gualpi	7184	00561	Naranjal	Fragmentos de feldespatos, epidota y clorita	Lava recristalizada con pequeños granos de opacos
M5-817A	Zapallo	7188	00375	Naranjal	Fenocristales de feldespatos, fragmentos de piroxeno, granos de cuarzo y rocas ígneas	Brecha ígnea alterada
M5-820	Guayllabamba	7233	00290	Naranjal	Fenocristales de feldespatos, fragmentos de piroxeno. Matriz fina de feldespatos, vidrio y clorita	Lava de textura afanítica alterada
M5-821	Guayllabamba	7272	00255	Tortugo	Fenocristales de feldespatos subangulares, clastos de rocas ígneas y sedimentarias	Arenisca volcánica feldespática, granos de cuarzo, opacos, clorita y epidota
M5-823	Imantag	8033	00486	Río Cala	Fenocristales y fragmentos de piroxeno. Matriz fina de feldespatos, opacos, clorita y epidota	Lava de textura afanítica alterada y tectonizada
M5-824	Imantag	8033	00486	Río Cala	Fenocristales de feldespatos alterados y piroxenos en matriz fina de feldespatos, clorita, epidota y opacos	Lava de textura porfirítica alterada
M5-824A	Imantag	8033	00486	Río Cala	Fenocristales y fragmentos de piroxeno. Matriz fina de feldespatos, piroxeno y opacos	Roca ígnea alterada
M5-833	Cayapas	7421	00758	Naranjal	Fenocristales de feldespatos, fragmentos de piroxeno. Matriz fina de feldespatos alargados, opacos	Lava porfirítica alterada
M5-833A	Cayapas	7421	00758	Naranjal	Fenocristales de feldespatos, fragmentos de piroxeno. Matriz fina de feldespatos alargados, opacos	Lava porfirítica con mayor grado de alteración que M5-833
M5-834	Cayapas	7413	00757	Naranjal	Fenocristales de feldespatos y vesículas de cuarzo. Matriz fina de feldespato, piroxeno, vidrio y clorita	Roca ígnea alterada
M5-835A	Cayapas	7432	00744	Naranjal	Fragmentos de feldespatos, vesículas de cuarzo y clorita. Matriz fina de feldespatos y clorita	Lava vesicular
M5-835B	Cayapas	7432	00744	Naranjal	Fragmentos de piroxeno (augita), cristales de feldespato, clorita y opacos	Roca ígnea alterada
M5-839A	R. Bravo	7432	00744	Naranjal	Feldespatos finos alargados, fragmentos de piroxeno, opacos y manchas de clorita	Lava de textura afanítica
M5-842	Cayapas	7363	00761	Zapallo	Fragmentos de feldespatos, clastos de rocas ígneas. Matriz de feldespatos finos	Toba
M5-862	R. Naranjal	7239	00506	Naranjal	Cristales de feldespatos y piroxenos rotos equidimensionales, manchas de clorita	Roca ígnea porfirítica (dique)
M5-869	R. Naranjal	7276	00481	Colorado	Clastos subredondeados vesiculares, un piroxeno. Matriz feldespática, calcita y cuarzo	Arenisca de grano medio, granos de 5 mm
M5-870	Zapallo	7205	00512	Naranjal	Intercrecimiento de feldespatos, piroxenos alterados, reemplazamiento de clorita	Roca intrusiva alterada
M5-873	Gualpi	7165	00557	Naranjal	Cuarzo subredondeado en una matriz fina tectonizada, plagioclasas rotas y máficos	Roca ígnea tectonizada
M5-873A	Gualpi	7165	00557	Naranjal	Piroxenos reemplazados por biotita café, clorita	Roca ígnea con deformación frágil, reducción del tamaño de grano

Muestra#	Hoja Topográfica	Coordenadas		Unidad	Mineralogía	Descripción
		UTMX	UTMY			
M5-879	R. Naranjal	7340	00533	Naranjal	Piroxeno de 1-5 mm, opacos y feldespatos euhedrales de 1 mm, parches de clorita	Roca ígnea alterada
M5-881	R. Naranjal	7340	00545	Naranjal	Piroxeno de 1-5 mm, algunos opacos en matriz de cuarzo, feldespatos y clorita	Roca ígnea de grano fino
M5-882	R. Bravo	7252	00585	Naranjal	Piroxenos euhedrales de 1-5 mm, plagioclasa euhedral y opacos, clorita en fracturas	Roca ígnea
M5-883	R. Bravo	7278	00626	Naranjal	Piroxenos de 1 a 5 mm, opacos, feldespatos euhedrales, parches de clorita	Roca ígnea alterada
M5-883A	R. Bravo	7279	00627	Naranjal	Fragmentos de feldespatos, opacos y piroxenos. Matriz fina de feldespatos y clorita	Roca ígnea alterada
M5-885A	R. Bravo	7276	00629	Naranjal	Feldespatos euhedrales, fragmentos de material de grano fino	Roca ígnea alterada
M5-886A	R. Bravo	7264	00630	Naranjal	Feldespatos euhedrales, opacos, abundante clorita en parches y vesículas	Roca ígnea alterada
M5-888	R. Bravo	7251	00621	Naranjal	Feldespatos, piroxenos rotos y opacos	Rocas ígneas tectonizadas y alteradas
M5-895	R. Santiago	7684	00893	Colorado	Fragmentos de feldespatos y granos de anfíbol	Posible lava con parches de material de grano fino
M5-896	R. Santiago	7683	00887	Colorado	Fragmentos de feldespatos y granos grandes de anfíbol	Posible lava
M5-900	R. Santiago	7624	00933		Intercrecimiento de feldespatos, augitas, anfíbol (actinolita) y clorita	Roca intrusiva
M5-907	R. Las Piedras	7652	00614	Naranjal	Minerales de grano fino, alterados y orientados	Lava alterada y deformada
M5-908	R. Las Piedras	7575	00609	Naranjal	Feldespatos euhedrales y subhedrales. Matriz fina de feldespatos, 1 anfíbol	Roca ígnea, granos de feldespatos en una matriz fina color verde
M5-908A	R. Las Piedras	7575	00609	Naranjal	Micas y clorita desarrollada en los planos de clivaje	Roca de grano fino con clivaje desarrollado
M5-914	R. Las Piedras	7557	00675	Naranjal	Feldespatos euhedrales y augitas. Matriz fina de feldespatos, clorita, opacos y epidota	Lava de textura porfirítica alterada
M5-924	R. Naranjal	7484	00482	Tortugo	Grandes granos de anfíbol reemplazados por epidota y clorita	Posible roca sedimentaria
M5-929	R. Naranjal	7460	00523	Naranjal	Feldespatos alterados y deformados, presencia de clorita	Lava deformada
M5-931	R. Naranjal	7459	00528	Naranjal	Fragmentos de piroxeno y feldespato alineados	Rocas sedimentarias deformadas
M5-937A	R. Bravo	7455	00576	Naranjal	Intercrecimiento de feldespatos. Intersticios rellenos de clorita	Roca ígnea. Alto relieve y birrefringencia de los minerales
M5-939	R. Bravo	7456	00602	Naranjal	Fragmentos de feldespato, epidota y material de grano fino	Roca ígnea de grano fino; textura entre M5-929 y M5-937A
M5-1009	Gualpi	6981	00562	R. Desgracia	Intercrecimiento de piroxenos euhedrales y feldespatos alargados, opacos y clorita	Roca cristalina de grano fino color verde
M5-1009B	Gualpi	6981	00562	R. Desgracia	Intercrecimiento de piroxenos y plagioclasas de grano más fino	Roca cristalina de grano fino color verde, parches de clorita
M5-1012	Zapallo	6971	00542	Naranjal	Intercrecimiento de augitas pleocroicas y plagioclasas, fracturas con clorita	Roca de textura ígnea
M5-1012A	Zapallo	6971	00542	Naranjal	Piroxenos y feldespatos en un clasto de roca ígnea	Brecha con clastos angulares de rocas cloritizadas
M5-1013	Zapallo	6973	00544	R. Desgracia	Clastos subredondeados de rocas ígneas y sedimentos de grano fino	Microconglomerado, matriz rica en granos de piroxeno, feldespato, opacos y clorita
M5-1014	Zapallo	6973	00544	R. Desgracia	Clastos de piroxeno y feldespato, vetillas de material de grano fino	Hialoclastitas
M5-1014A	Zapallo	6973	00544	R. Desgracia	Clastos de piroxeno y cristales de feldespato deformados. Matriz fina de feldespatos, cuarzo	Roca ígnea alterada, con clorita y epidota
M5-1015	Zapallo	6973	00543	Naranjal	Intercrecimiento de piroxeno y feldespatos alargados	Roca ígnea con amígdalas rellenas de clorita y calcita

Muestra#	Hoja Topográfica	Coordenadas		Unidad	Mineralogía	Descripción
		UTMX	UTMY			
M5-1019	Zapallo	7199	00396	Naranjal	Cristales pequeños de feldespato, piroxeno, manchas de clorita, opacos y epidota	Lava de textura afanítica alterada
M5-1020	Zapallo	7158	00413	Naranjal	Matriz fina de clorita y feldespatos, gran cantidad de vetillas de cuarzo	Roca ígnea cloritizada y silicificada
M5-1020A	Zapallo	7158	00413	Naranjal	Matriz fina de feldespatos, clorita, gran cantidad de vetillas de cuarzo	Roca ígnea cloritizada y silicificada
M5-1021	Zapallo	7149	00420	Naranjal	Cristales pequeños de feldespatos alterados, muchas vetillas de cuarzo	Lava de textura afanítica alterada
M5-1022	Zapallo	7151	00428	Naranjal	Feldespatos y fragmentos de piroxeno. Matriz fina de feldespatos, clorita y opacos	Roca ígnea alterada
M5-1025	Zapallo	7120	00520	Naranjal	Intercrecimiento de feldespato y piroxeno, intersticios rellenos de clorita	Roca gris verde de grano más fino que M5-1025A
M5-1025A	Zapallo	7120	00520	Naranjal	Intercrecimiento de feldespato y piroxeno, intersticios rellenos de clorita	Roca gris verde de grano fino, vidrio recristalizado
M5-1026	Zapallo	7122	00518	Naranjal	Plagioclasas alargadas y piroxenos	Roca ígnea de grano fino con pequeños granos de opacos
M5-1032	Otavalo	7870	00246	Río Cala	Matriz fina de feldespatos alargados y orientados, manchas de clorita	Lava tectonizada, vetillas de cuarzo
M5-1033	R. Bravo	7314	00678	Zapallo	Fenocristales de plagioclasa y piroxeno, clastos vesiculares rellenos de clorita	Roca de grano grueso, matriz vesicular, feldespatos y clastos de cuarzo
M5-1037	R. Bravo	7318	00640	Naranjal	Intercrecimiento de feldespatos, opacos y máficos, reemplazamiento de clorita	Roca intrusiva de textura equigranular
M5-1038	R. Bravo	7913	00633	Naranjal	Intercrecimiento de feldespatos y piroxenos, opacos esqueletales, clorita	Roca cristalina de textura afanítica
M5-1040	R. Bravo	7921	00643	Naranjal	Feldespatos, piroxenos euhedrales, pequeños opacos (ilmenita), clorita	Roca de grano más fino que M5-1037, feldespatos saussuritizados
M5-1042	R. Bravo	7320	00656	Naranjal	Matriz de feldespato, piroxenos equigranulares y clorita	Roca con clastos de rocas vesiculares retrabajados
M5-1043	R. Bravo	7324	00662	Naranjal	Fenocristales de feldespato y piroxeno en una matriz fina de feldespato y clorita	Roca cristalina de grano fino reemplazamiento de calcita
M5-1044	R. Bravo	7320	00678	Zapallo	Clastos volcánicos subredondeados con vesículas, plagioclasas y fenocristales de piroxeno	Roca color verde obscuro con clastos subredondeados, clorita intersticial
M5-1044A	R. Bravo	7320	00678	Zapallo	50% de vesículas de cuarzo, fenocristales y agregados de feldespatos, algunos piroxenos	Roca altamente vesicular, matriz de material obscuro
M5-1046	R. Bravo	7309	00708	Naranjal	Feldespatos alargados, opacos y granos de cuarzo redondeado	Roca ígnea de grano muy fino
M5-1048	R. Naranjal	7332	00404	Naranjal	Cristales euhedrales de piroxeno y cuarzo, reemplazamiento de clorita y epidota	Roca ígnea, piroxenos reemplazados por epidota, textura esferulítica
M5-1052	R. Naranjal	7360	00435	Naranjal	Clorita y posible serpentina en la matriz	Roca ígnea alterada y deformada
M5-1052B	R. Naranjal	7360	00435	Naranjal	Feldespatos alterados alargados y orientados, opacos y clorita	Lava de textura afanítica alterada
M5-1053	R. Naranjal	7370	00443	Naranjal	Roca rica en granos finos de clorita	Dique
M5-1055	R. Naranjal	7354	00434	Naranjal	Fenocristales de olivinos reemplazados por clorita. Matriz fina de feldespatos y clorita	Roca ígnea con cierto grado de metamorfismo
M5-1055A	R. Naranjal	7354	00434	Naranjal	Granos alargados de anfíbol (actinolita)	Roca ígnea deformada
M5-1055B	R. Naranjal	7354	00434	Naranjal	Granos alargados de anfíbol (actinolita), reemplazados por clorita	Roca alterada, gran cantidad de sericita y calcita
M5-1058	Guayllabamba	7293	00323	Tortugo	Granos de feldespato subangulares a subredondeados, algunos parches de clorita	Sedimento de grano medio, rico en feldespatos y algunos máficos angulares
M5-1061	Guayllabamba	7386	00365	Tortugo	Clastos de rocas volcánicas de grano medio, feldespatos orientados	Arenisca, feldespatos reemplazados por sericita, parches de epidota y clorita
M5-1061A	Guayllabamba	7386	00365	Tortugo	Granos subangulares de lavas vesiculares, bastante sericita, epidota y clorita	Arenisca alterada, sericita, clorita y epidota

Muestra#	Hoja Topográfica	Coordenadas		Unidad	Mineralogía	Descripción
		UTMX	UTMY			
M5-1062	Guayllabamba	7345	00322	Tortugo	Fragmentos de augita, feldespatos y rocas volcánicas en matriz de feldespatos	Arenisca de grano medio con gran cantidad de clorita y epidota
M5-1064	Anchayacu	7545	00923	Naranjal	Clastos mayores a 3 cm de rocas ígneas	Brecha con clastos subangulares
M5-1066	R. Santiago	7546	00900	Naranjal	Fenocristales de piroxenos euhedrales en matriz de feldespatos, opacos y cuarzo	Roca ígnea con vesículas de clorita y calcita
M5-1067	R. Santiago	7536	00875	Naranjal	Feldespatos euhedrales, clorita y epidota en matriz de feldespatos y opacos	Roca ígnea de grano fino a medio meteorizada
M5-1069	R. Santiago	7527	00866	Naranjal	Feldespatos, clorita intersticial y vesículas rellenas con epidota y calcita	Roca ígnea de grano fino alterada
M5-1071	R. Santiago	7548	00857		Plagioclasas alteradas, cuarzo, minerales máficos alterados y rotos	Roca intrusiva tectonizada (granodiorita)
M5-1503	R. Las Piedras	7736	00589	Tortugo	Fenocristales de feldespatos euhedrales reemplazados por calcita, clorita en la matriz	Lava, matriz de grano fino con vesículas redondeadas
M5-1504	R. Las Piedras	7725	00611	Tortugo	Clastos subredondeados de feldespatos. Matriz muy fina de feldespatos, cuarzo y clorita	Brecha silícea con clastos subangulares
M5-1508	R. Las Piedras	7717	00614	Naranjal	Feldespatos, anfíbol y opacos, alineación de los minerales	Roca ígnea con un grado de metamorfismo
M5-1510	R. Las Piedras	7708	00605	Naranjal	Cuarzo subredondeado; bandas de deformación en la matriz de cuarzo, opacos y clorita	Roca deformada
M5-1511	R. Las Piedras	7698	00608	Naranjal	Anfíbol (actinolita), feldespatos, reemplazamiento de clorita	Roca ígnea cristalina de grano medio
M5-1516	R. Las Piedras	7655	00666	Naranjal	Clorita y epidota en las vesículas, piroxenos frescos en matriz de clorita y feldespatos	Lava
M5-1516A	R. Las Piedras	7655	00666	Naranjal	Piroxenos euhedrales, clorita en vesículas. Matriz de feldespatos de grano fino	Brecha ígnea
M5-1518	R. Las Piedras	7649	00671	Naranjal	Feldespatos de grano fino y pequeños granos de piroxeno, algo de clorita y epidota	Roca ígnea de grano fino
M5-1526	R. Santiago	7604	00792		Hornblenda, plagioclasa, biotita, cuarzo	Roca intrusiva (granito)
M5-1530	R. Santiago	7677	00749	Naranjal	Granos de cuarzo y clastos de rocas sedimentarias, clorita y epidota	Arenisca de grano medio
M5-1530B	R. Santiago	7677	00749	Naranjal	Anfíbol, feldespatos euhedrales. Matriz de anfíbol y biotita	Roca ígnea
M5-1531	R. Santiago	7676	00744	Naranjal	Anfíbol, feldespatos y cuarzo libre recristalizado. Anfíbol pleocroico	Roca ígnea de grano medio
M5-1532	R. Santiago	7673	00744	Naranjal	Anfíbol (granos de actinolita, hornblenda y biotita), opacos y algo de epidota	Zona de falla definida por la fábrica de la roca
M5-1535	R. Santiago	7622	00770		Hornblenda, plagioclasa, cuarzo, reemplazamiento de clorita	Roca intrusiva (granito)
M5-1536	R. Santiago	7624	00777	Colorado	Matriz de clorita fibrosa, granos de anfíbol, biotita verde y opacos	Roca ígnea
14339	R. Naranjal	7320	00387	Tortugo	Clastos de lavas vesiculares	Brecha sedimentaria
16673	R. Piedras	7753	00673	Naranjal	Clastos de rocas ígneas y sedimentarias, matriz arenosa y manchas de clorita	Brecha
M5- R. Tigre	R. Cayapas	7283	00759		Plagioclasas grandes, cuarzo y máficos alterados	Roca intrusiva (granodiorita)
JA-7	Apuela	7748	00429		Plagioclasas zonadas, cuarzo, hornblenda, y opacos	Roca intrusiva (granodiorita)
JO-16					Fragmentos de finos de piroxeno y minerales alterados. Matriz fina de cuarzo y clorita	Arenisca de grano medio alterada
JX-24	S. M. B.	7332	00015		Plagioclasas alteradas, piroxeno, cuarzo, clorita y opacos	Roca intrusiva deformada con clivaje (gabro deformado)
JX-25	S. M. B.	7332	00015		Plagioclasas alteradas, piroxeno, cuarzo, clorita y opacos, vetillas de cuarzo	Roca intrusiva deformada con clivaje (gabro deformado)
M5-837	Cayapas	7446	00739	Naranjal	Cristales de feldespatos alargados, piroxenos subhedrales y en fragmentos, clorita en vesículas	Lava porfirítica alterada. Matriz cloritizada y minerales opacos
M5-839B	Río Bravo	7461	00734	Naranjal	Clastos de lavas alteradas y rocas vesiculares. Fenocristales de plagioclasa	Brecha alterada. Matriz cloritizada, vesículas de cuarzo y clorita
M5-839C	Río Bravo	7461	00734	Naranjal	Cristales grandes y alargados de feldespato, fragmentos de piroxeno, granos de epidota y opacos	Roca ígnea ligeramente alterada

